

UNIVERSITÄT  
LIBRARI  
JAN 8 '52

# Bulletin volcanologique

ORGANE DE

**l'Association de Volcanologie**  
de l'Union géodésique et géophysique internationale

Publié par le Secrétaire général

FRANCESCO SIGNORE

---

Série II — Tome X

---

B. V.

NAPOLI  
STABILIMENTO TIPOGRAFICO FRANCESCO GIANNINI & FIGLI  
Via Cisterna dell'Olio  
1950

*Printed in Italy*

# BULLETIN VOLCANOLOGIQUE

Organe de l'ASSOCIATION DE VOLCANOLOGIE  
de l'Union géodésique et géophysique internationale.

Série II - Tome X - 1950

---

## CONDITIONS DE PUBLICATION

**1. Commission de Publication** — La Commission de Publication est constituée par le Comité exécutif de l'Association de Volcanologie de l'Union géodésique et géophysique internationale:

Elections d'Oslo, 1948. Président: Prof. B. G. ESCHER (Hollande); V. Présidents: Dr. A. G. MACGREGOR (Angleterre); Prof. NIELS NIELSEN (Danemark); Prof. HOWEL WILLIAMS (États Unis); Prof. L. GLANGEAUD (France); Secrét. général: Prof. F. SIGNORE (Italie).

**2. Correspondance** — Pour toute communication relative au Secrétaire général de l'Association internationale de Volcanologie et à la rédaction adresser: Prof. F. SIGNORE, Via Tasso, 199. Napoli - (Italie).

**3. Insertions** — Seuls sont insérés, s'il y a lieu, les articles ayant pour auteurs les Membres des Comités nationaux et des Sections volcanologiques et les Volcanologistes délégués officiels aux Assemblées générales de l'Union, ou les articles d'autres présentés par ces personnalités.

Les opinions et théories émises n'engagent que leurs auteurs.

Les textes adressés au Secrétaire doivent être *dactylographiés*, au recto seulement, *sous leur forme définitive*, les figures bien dessinées, de préférence sur carton blanc du type bristol, prêtes à être reproduites par clichage typographique. Il est avantageux de les faire dessiner plus grandes qu'elles ne doivent l'être dans le Bulletin.

Les originaux des articles et dessins ne sont pas rendus.

**4. Bibliographie** — Toute publication adressée au Secrétaire fera l'objet d'un compte rendu sommaire analytique (non critique). Les auteurs sont priés de joindre eux-mêmes ce compte rendu à la publication, en lui donnant une étendue proportionnée à l'importance de celle-ci.

(Voir la suite à p. 3 de la couverture)



# Bulletin volcanologique

ORGANE DE

**l'Association de Volcanologie**  
**de l'Union géodésique et géophysique internationale**

Publié par le Secrétaire général

FRANCESCO SIGNORE

---

Série II — Tome X

---

B. V.

NAPOLI  
STABILIMENTO TIPOGRAFICO FRANCESCO GIANNINI & FIGLI  
Via Cisterna dell'Olio  
1950

Pour toute communication relative au Secrétariat général de l'Association internationale de Volcanologie, adresser : Prof. **FRANCESCO SIGNORE**,

Via Tasso, 199 - Napoli - Italie.

Téléph. **16723**



54-5227

G. C. GEORGALAS

Per.  
DE  
521.5  
B874  
Ser. 2  
v. 10-11

## Beiträge zur Kenntnis einiger jungtertiärer Eruptivgesteine der Insel Imbros.

(Mit 6 Textfiguren und 7 Abbildungen in 5 Tafeln).

### I. Einleitung.

Im Juni des Jahres 1921 besuchte ich im Auftrage des Wirtschafts-Ministeriums die, damals zu Griechenland gehörende, Insel Imbros, um das dortige Vorkommen von Lignit und Pyrit mit silberhaltigem Bleiglanz in meiner Eigenschaft als Direktor der griechischen geologischen Landesanstalt zu studieren.

Während meines siebentägigen Aufenthalts auf der Insel habe ich — soweit mir dies möglich war — meine Studien auf den gesamten geologischen Bau der Insel, und im besonderen auf die Eruptivgesteine der Insel, ausgedehnt.

Auf dem im August 1922 in Brüssel abgehaltenen 13-ten internationalen geologischen Kongress habe ich die ersten Schlussfolgerungen, besonders über die Stratigraphie der Insel, mitgeteilt (11). Später, in einer anderen vorläufigen Arbeit (12), veröffentlichte ich weitere Schlussfolgerungen aus der weiteren Bearbeitung des gesammelten Materials. In dieser letzteren Arbeit betonte ich, dass noch weitere Untersuchungen an Ort und Stelle nötig seien, um das Studium der Geologie der Insel zu vervollständigen.

Leider ist die Insel im Laufe des Jahres 1922 wieder an die Türkei gekommen, und es ist mir bis heute von den türkischen Behörden keine Erlaubnis gegeben worden um die Insel zu besuchen, trotzdem ich verschiedentlich um eine solche Genehmigung nachgesucht hatte.

Inzwischen ist ein grosser Teil der von mir gesammelten Eruptivgesteine durch Ereignisse höherer Gewalt, auf die ich keinen Einfluss haben konnte, verloren gegangen. Es wäre mir solcherart unmöglich gewesen, den vorliegenden kleinen Beitrag zu vervoll-

ständigen, wenn der Bürgermeister der Insel, Herr AL. ZAPHIRIADIS, sich nicht freundlichst bemüht hätte, mir einige ganz gute Proben aus dem Vorkommen von Eruptivgesteinen, die ich ihm bezeichnet hatte, einzusenden. Eine Sendung von weiteren Proben, auch von anderem Vorkommen, war nicht durchführbar, weil die türkischen Behörden keine Genehmigung zum Versand von weiteren und anderen Gesteinen erteilten.

Deshalb beschränkt sich der vorliegende Beitrag darauf, die Schlussfolgerungen der Untersuchung der Eruptivgesteine von bloss neun Stellen der Insel zu zeigen. Diese Schlussfolgerungen verbessern zum grossen Teil, und vervollständigen meine früheren diesbezüglichen Ankündigungen.

Eine kurze Schilderung der allgemeinen geologischen Verhältnisse und einiger Vulkanismus-Phänomene leitet das Hauptthema der vorliegenden Arbeit ein (1).

## II. Geologische Verhältnisse.

Unsere Arbeiten (11 und 12) enthalten bereits genügende Angaben über die geologischen Formationen, die, nach den bisherigen Untersuchungen der verschiedenen ausländischen Geologen und auch nach dem Ergebnis meiner vorläufigen Untersuchungen, zum Bau der Insel beigetragen haben.

Diese Formationen sind kurz die folgenden:

- 1.) *Alluvium*. Hauptsächlich in den untersten Teilen der Täler und den Mündungen der beiden kleinen Flüsse « Megalos Potamos » und « Aperatos ».
- 2.) *Plistozän*. Lumachelle bei Pyrgos.
- 3.) *Miozän*. a) *Pontische Stufe*: Das Vorkommen derselben erwähnt ANDREWS (9) auf Grund von Resten des *Tetralodon Pentelicus*, die er gefunden hat, ohne jedoch die Lage dieser Fundstätten anzugeben.  
b) *Sarmatische Stufe*: Sande, Tone und Mergel am Kap « Kephalos » im Nordosten der Insel und dem

---

(1) Meinem geschätzten Freunde, Herrn ZAPHIRIADIS, sowie auch den, mit mir zur Bestimmung einiger physikalischer und optischer Konstanten, zusammenarbeitenden zwei Kustoden des Petrographischen Instituts der Universität von Athen, den Herren Priv. Doz. Dr. I. PAPASTAMATIOU und Dr. G. MARINOS, spreche ich an dieser Stelle meinen wärmsten Dank aus.



Gebiet zwischen « Afok » und « Kioumourburun » im Nordwesten der Insel.

- 4.) *Oligozän*. System von lacustren Sandsteinen, Schiefern und Tonen mit Lignitschichten (Taf. V, Abb. 6) in dem Gebiet des Dorfes « Panaghia » und auch in der südlichen Hälfte der Insel, von « Alyki » bis zum Dorf « Schinoudi » und dem Berg « Afok ». Charakteristisches Fossil: *Cyrena Semistriata*. Bei Haghi Theódori fand ich auch pflanzliche Reste von Palmenarten (*Sabal*?) und Koniferen.
- 5.) *Eozän*. System von Mergeln, Sandsteinen und auch Mergel- oder Kalksandsteinen mit *Operculina ammonica* (unteres Lutetien). Nummulitenkalke des Auversien nach KTÉNAS und DOUVILLÉ. (6) Das Eozän ist besonders in der nördlichen Hälfte der Insel mit einer Mächtigkeit von über 500 m. verbreitet, und kommt auch an den tiefsten Stellen der Schluchten im mittleren Teil der Insel vor. (1).

Die eozänen und die darauf konkordant gelagerten oligozänen Schichten treten aufgerichtet mit Str. NO-SW und Fal. nach SO auf. Diskordant ruhen darauf die sarmatischen Schichten.

Daraus geht hervor, dass beide Schichtenserien, die eozäne und die oligozäne, dem gleichen Faltungsvorgang unterlagen, und dass die orogenetische Bewegung nach dem Oligozän stattgefunden hat. LIATSIKAS (14, S. 166-167) gibt dies bereits auch für die Umgebung von Fere zu, und dass die Hauptphase der Faltung als sawische anzusprechen ist.

### III. Vulkanismus.

Das Vorkommen von Eruptivgesteinen auf der Insel Imbros war bereits aus den Arbeiten verschiedener Geologen bekannt. So geben: VIKESNEL (1) als vorherrschende Gesteine « un porphyre trachytique amphibolifère et micacé » und ebenfalls

---

(1) Die « Schistes azoïques » (Phyllit etc.), welche die internationale geologische Karte von Europa (Blatt 40) auf der Insel Imbros zeigt, und die ARABU in der, seine Arbeit (18) begleitenden geologischen Karte in geringerer Ausdehnung wiedergibt, habe ich bei meinen Wanderungen durch die auf diesen zwei Karten angegebenen Gebieten nicht vorgefunden.



« cendres volcaniques », ENGLISH (2, S. 252-253) « biotite-augite-andesite with occasional obsidian dykes » und « breccia with a matrix of volcanic mud », FLETT (3, S. 277) « biotite-andesite », KTÉNAS (4, S. 257-262) « microgranulite (dacite) à hornblende », und OGILVIE (8, S. 131) « andesites, rhyolites, interbedded with acid agglomerates, tuffs and ash-beds, basalt or dolerites, small dykes of gabbro », an.

In meiner vorhergehenden Arbeit (12, S. 18-27 und S. 32-33] habe ich, bloss auf die mineralogische Zusammensetzung und die Struktur, die mikroskopisch festgestellt wurden, gestützt, das Vorkommen der nachstehenden Eruptivgesteine auf der Insel Imbros erwähnt:

- 1) Dazit
- 2) Dazit mit mikrogranulitischer Struktur
- 3) Hornblende-Andesit
- 4) Hornblende-Augitandesit
- 5) Augitandesit
- 6) Propylit
- 7) Quarzdioritporphyrit
- 8) Porphyrit mit granophyrischer Struktur
- 9) Minette
- 10) Aplit

Von den obigen Gesteinstypen wurden die unter Nummer 1, 3, 4, 7, und 9 genannten einer eingehenden Untersuchung ihrer mineralogischen Zusammensetzung und ihres Chemismus unterworfen. Auf Grund der Ergebnisse dieser Untersuchungen wurden die diesbezüglichen Eruptivgesteine in meiner vorliegenden Arbeit nach den Prinzipien der chemisch - mineralogischen Klassifikation von LACROIX, wie nachstehend ausgeführt, charakterisiert. Die von mir gesammelten Proben der übrigen Gesteinsarten sind, wie bereits erwähnt, verlorengegangen, und war es mir nicht möglich neue Proben dieses Vorkommens zu erhalten. Demzufolge ist die Charakterisierung dieser Gesteinsarten in meiner vorerwähnten Arbeit (12) als vorläufig und unter Vorbehalt gegeben anzusehen.

Was nun die Morphologie der jungtertiären Vulkane der Insel betrifft, so spricht ENGLISH (2, S. 253) von « several isolated domes, flows and obsidian dykes ». Mehr Auskünfte finden

wir bei OGILVIE (8, S. 131-132) der erwähnt: a) « flows and perhaps necks of basalts or dolerites », b) « interbedded lavas dipping very steeply to SSO, a line of volcanic necks or intrusions, some of which have all the appearance of plugs » und c) « flows of andesites ».

Mein kurzer Aufenthalt und die dadurch beschränkten Wanderungen durch die Insel haben mir nicht gestattet, reichliche und genügende Beobachtungen zu machen, um ein genaues Bild der Formen der jungtertiären Vulkane der Insel zu geben.

Die von mir auf der Insel festgestellten Vulkanformen sind die folgenden:

a) In dem südlichen Tafelland herrschen Decken vor, die leicht nach SSO geneigt, und von geschichteten Tuffen oder vulkanischen Konglomeraten und Breccien begleitet (Taf. IV, Abb. 5) und von Adern oder Lagergängen von Eruptivgesteinen stellenweise durchschnitten sind. Die Form der Ströme ist selten.

b) In der über 350 Meter hohen zentralen Kette der Insel zeigen sich Formen von vulkanischen Stielen und « Plugs » (Taf. II, Abb. 2 und Taf. III, Abb. 4), Kuppen, Adern oder Dyken (Taf. III, Abb. 3).

c) In der nördlichen Bergkette herrschen höchstwahrscheinlich die Formen von Gangstöcken und Dyken vor.

Dieses Thema wird unbedingt, nach weiteren Untersuchungen an Ort und Stelle, noch weiter studiert werden müssen.

Absonderungsformen habe ich an folgenden Stellen konstatiert: Plattenförmige oder bankige Absonderungen bei den Daziten und Dazitoiden der Gipfel der Berge Kastri und Phourkis-ménos; prismatisch — säulige Absonderungen nach sechsseitigen Prismen mit Quergliederung, bei den Andesiten von Kaskawália.

Das Alter der Eruptivgesteine der Insel Imbros bezeichnen DE LAUNAY (7, S. 240) und KTÉNAS (6, S. 211) im allgemeinen als tertiär. ENGLISH (2, S. 253) schreibt, dass man den Ausbrüchen der andesitischen Ströme im südöstlichen Teil von Imbros ein Alter zwischen Oligozän und Sarmatien zuschreiben kann, dass diese also jüngere als die oligozäne, aber ältere als die sarmatische Stufe sein dürften. Mit dieser Meinung von ENGLISH stimmen auch die Ergebnisse meiner eigenen Untersuchungen überein, die das folgende Resultat zeigen:



a) dass Adern, Stielen, Dyken, u. s. w. von Eruptivgesteinen die eozänen und oligozänen Schichten durchschneiden, nicht aber die miozänen (sarmatischen);

b) dass Phänomene der Kontakt-Metamorphose wohl bei den eozänen und oligozänen, aber nirgends bei den sarmatischen Schichten beobachtet wurden.

Mehr Anhaltspunkte für die genauere Bestimmung des Alters der Eruptivgesteine der Insel Imbros, sowie über die Aufeinanderfolge der Eruptionen, konnte ich jedoch, wegen der Kürze meines Aufenthaltes auf der Insel, nicht sammeln.

Die pneumatolytische und hydrothermale Tätigkeit verrät sich durch mehrere und verschiedene Phänomene, und zwar durch:

a) Opalbildungen, wie z. B. bei Alyki;

b) Verquarzung einiger Tuffen mit reichlicher Bildung von Alunitkristallen (1) wie z. B. am Gipfel des Berges Psaró-Vounó und auch anderwärts;

c) Bildung von Zeoliten durch hydro-thermale Zersetzung der Feldspate an den Daziten des Berges Kastri (siehe Seite 116);

d) Bildung von kleinen Aederchen von Fe- & Mn-Oxyden aus hydrothermalen Restlösungen, wie z. B. an Stellen der Ntámnia-Matsouki und Peteinari, Haghios Athanássios (wo auch Aufblühungen von  $\text{FeSO}_4$  auftreten).

e) Starke und ausgedehnte Propylitisierung der Eruptivgesteine sind in der Bergkette zwischen dem Gipfel des Berges « Prophet Elias » und dem Berge « Vounó Agridia », der Bergkette Armegudi - Gaídura Diaseli - Vlachoumandra, sowohl am nördlichen Abhang (Lekka-Schlucht) als auch am südlichen (Awdhali-Schlucht), zu beobachten. An diesen Stellen ist die Propylitisierung von Bildungen von Aederchen und kleinen Resten von Pyrit und Bleiglanz (2) begleitet. Auch die Neubildungen von Epidot, Chlorit, Muscowit, Kaolin, Quarz und Calcit sind in den propylisierten Eruptivgesteinen dieser Gebiete zu beobachten. Kleinere Propylitisierung beobachtete ich an den Eruptivgesteinen in dem Gebiete des Berges Psaró-Vounó.

f) Eisenhaltiges Wasser entspringt heute, wie ich von Ein-

(1) Das auf Seite 25 meiner Arbeit (12) beschriebene Mineral wurde als Alunit festgestellt.

(2) Auf das Vorkommen dieser Erze wurden auch einige Untersuchungsarbeiten vorgenommen, die jedoch keine günstigen Resultate ergaben.



heimischen erfuhr, an einzelnen Stellen des Bachlaufes von Haghios Konstantinos.

Phänomene von Kontakt-Metamorphose beobachtete ich an den eozänen Kalksteinen, die in den tiefen Flussbetten der Bäche « Awdhali » und « Mylopotamos » stellenweise in grobkörnige kristalline Kalke und Marmore umgewandelt sind. Mikroskopisch kleine Körnern von Granat und Pyrit begegnete ich ebenfalls in diesen Kalksteinen. Bei einigen oligozänen Sandsteinen und Schiefem beobachtete ich auch Frittingsphänomene.

#### **IV. Petrographische Beschreibung der Eruptivgesteine.**

##### **A. Allgemeiner Ueberblick.**

Die in der vorliegenden Arbeit zu behandelnde Gesteine stammen aus dem NO-Teil der Insel. Ueber die genauere Herkunft der Proben orientieren die Karte (Taf. I, Abb. 1), sowie die auf Seiten 8-21 Angaben.

Von den mir vorliegenden Proben wurden je 2 bis 4 - ausnahmsweise 11 vom Gestein 3 - Dünnschliffe untersucht. Für die optische Untersuchung sämtlicher Schliffe wurde auch die U-Tischmethode angewandt.

Die chemischen Analysen wurden vom Chemiker der Griechischen Geologischen Landesanstalt Herrn TH. MOURABAS ausgeführt und ihre Resultate sind auf Tabelle II zu sehen.

Auf Grund dieser Resultate wurden der normative Mineralbestand und die magmatischen Parameter (Tabelle III) berechnet. Nach den Prinzipien der chemisch-mineralogischen Klassifikation der Eruptivgesteine von LACROIX (20 und 21) sind die untersuchten Gesteine in drei Gruppen eingeteilt:

Plagioklasrhyolithe

Dazite mit Dazitoiden und

Andesite mit Doreiten,

und nachstehend der Besprechung unterzogen (1).

---

(1) Für die Charakterisierung der Eruptivgesteine folge ich dem von LACROIX vorgeschlagenen System (20), nach dem auch der verstorbene Prof. KTÉNAS alle Eruptivgesteine Griechenlands in den Gesteinsammlungen von griechischen Ländern des Petrographischen Museums der Nationalen Universität Athen, sowie in seinem Werk (5) bezeichnete. Nach der deutschen

Im allgemeinen sind die vorliegenden Gesteine hell - bis grünlich - oder rötlich - oder dunkelgrau, kompakt oder leicht porös.

Als mineralogische Bestandteile sind folgende Mineralien bestimmt wie auf Seiten 8 - 21 ausführlich die Rede sein wird:

a) Helle Mineralien:

Quarz (primär und sekundär),

Orthoklas (oder Sanidin)

Plagioklase

b) Dunkle Mineralien:

Gemeine grüne (und vereinzelt braungüne bis braune)

Hornblende

Rhombische Pyroxene (Hypersthen, Enstatit)

Monokline Pyroxene

Biotit

c) Accessorien:

Apatit; Titanit; Magnetit; Erz; Zirkon

d) Umwandlungsprodukte:

Calcit (mit  $MgCO_3$  ?), Chlorit (Pennin), Chabasit, Opal.

U. d. M. zeigt die Grundmasse gewöhnlich eine pilotaxitische oder hyalopilitische, manchmal auch holokristalline, Struktur.

Um über den quantitativen Anteil der Einsprenglinge und der Grundmasse am Aufbau der Gesteine einen allgemeinen Aufschluss zu erhalten, wurden von jeder Probe zwei, bzw. mehrere Schliffe auf dem Integrationstisch gemessen. Die Mittelwerte sind in Tabelle I zusammengestellt.

## B. Die Gesteinsgruppen.

### a. Plagioklas-Rhyolithe.

Zu dieser Gruppe gehört nur das Gestein 1 an, das den

---

petrographischen Nomenklatur sind die in Frage stehenden Gesteine folgendermassen zu charakterisieren:

N. 1. Hornblende-Pyroxendazit biotitführend

N. 2 u. 3. Hornblendedazit pyroxen- und biotitführend

N. 4. Hornblendedazit

N. 5. Hornblendeandesit

N. 6. Pyroxendazit biotit- und hornblendeführend

N. 7. Pyroxenandesit biotitführend

N. 8. Pyroxen-Hornblendeandesit.

obersten Teil des Berges « Wounó Agridia » (Taf. II, Abb. 2) aufbaut.

N. 1. *Plagioklas-Rhyolith mit Hornblende, Pyroxen und Biotit*; 5 Proben, von den 4 Seiten und dem Gipfel des Berges entnommen, wurden untersucht.

Makroskopisch aschgraue, leichtporöse Grundmasse, in welcher Feldspat-, Hornblende-, Biotit- und Pyroxeneinsprenglinge, seltener auch Quarzkörner, wahrzunehmen sind. Den Dimensionen nach sind die Hornblende-Einsprenglinge bis 15 mm lang und 7 mm breit.

Mikroskopisch sind festgestellt:

*Einsprenglinge.* a) Quarz verhältnismässig häufig in farblosen Körnern; einige davon enthalten kleine Einschlüsse. b) Orthoklas. c) Plagioklase von 40-54% An-Gehalt, fast immer idiomorph. Verzwillingung und zonare Struktur ist sehr häufig. Von Zwillingsgesetzen wurden besonders das Albit-, Roc Tournégesetz und das Albitgesetz mit Periklinlamellen, vereinzelt auch das Roc Tournégesetz mit Periklinlamellen und das Albit-Ala-B-gesetz festgestellt. Bei einem zonargebauten Individuum wurde ein An-Gehalt von 47 % am Rand, 45 % in der Zwischenzone und 45 % im Kerne bestimmt. d) Rhombischer Pyroxen wurde nur in geringen unregelmässigen blassgrünen Körnern festgestellt. Kein Pleochroismus. In einem Falle konnte der positive Charakter des Minerals bestimmt werden, was auf Enstatit hinweist. e) Monokliner Pyroxen zeigt fast immer die Flächen (100), (010), (110) (etwa zurücktretend) und gelegentlich den (011) und (001). Nach (001) zeigen einige Kristalle eine Absonderung. Zwillingsbildung nach (001), die nur bei Diopsid vorkommt, wurde in einem Falle festgestellt. Die Körner sind farblos bis (vorherrschend) blassgrün. Kein Pleochroismus und keine Dispersion wurden zu beobachten. Die Mittelwerte der Auslöschungsschiefe (1) und des Achsenwinkels (2) sind bei 4 Bestimmungen  $c/n_{\gamma} = 47^{\circ}$  und (+)

---

(1) Die Auslöschungsschiefe  $c/n_{\gamma}$  wurde bei allen untersuchten Gesteinen in möglichst vielen Schnitten ermittelt, und der maximale Wert angegeben. Da in einigen Schlifften nur wenig geeignete Schnitte vorhanden waren, ist der beobachtete Wert meist kleiner als der tatsächliche.

(2) Die Bestimmung der Achsenwinkel wurde mit dem Universaldreh-tisch vorgenommen. Die Ermittlung gelang direkt durch Einstellung der opti-



2 V = 59°. Nach den Diagrammen von T. TOMITA (22, S. 46, Fig. 4) die ungefähre Zusammensetzung der Klinaugite ist  $\text{En}_{77}\text{Hy}_{47}\text{Wo}_{46}$  Gew.%. Es handelt sich dabei um einen hedenbergitischen Augit. f) Monokliner Amphibol ist als gemeine grüne Hornblende vertreten. Von kleineren Körnern sind nur noch unregelmässig begrenzte Resorptionsreste mit randlicher Erzanreicherung vorhanden. Bei einzelnen grösseren Kristallen sind die Flächen (110) und (010) zu erkennen. Zwillinge sind nach (100) zu beobachten. Die Färbung ist intensiv grün in verschiedenen Tönen und seltener blass. Der Pleochroismus entspricht folgendem Schema:

$n\alpha$  = gelblich oder hellgrüngelb  
 $n\beta$  = dunkelblaugrün, bräunlichgrün, bräunlicholivgrün  
 $n\gamma$  = grün, oliv- bzw. bläulichgrün  
 oder  
 $n\alpha$  = gelblich,  $n\beta$  =  $n\gamma$  = grünlich.

Die Auslöschungsschiefe  $c/n\gamma$  wurde 15°-28° gefunden.

g) Biotit. Im konoskopischen Bild zeigt er Einachsigkeit oder Zweiachsigkeit bei kleinem Achsenwinkel. Pleochroismus  $n\alpha$  = strohgelb;  $n\beta$  =  $n\gamma$  = dunkelrotbraun. Eine Erzanreicherung bei einzelnen Lamellen weist auf Resorption hin. Eine randliche Umwandlung auch bei einigen Lamellen in grünen Chlorit ist zu beobachten.

**Grundmasse.** U. d. M. zeigt die Grundmasse stellenweise holokristalline (I) bzw. hyalopilitische Struktur. Die hyalopilitische Grundmasse besteht aus Pyroxen-Kristalliten, Hornblende-Nadeln, Plagioklasmikrolithen und wenigem Glas. Zum grösstenteil ist die holokristalline Grundmasse ein sehr oder äusserst feinkörniges Gewebe, das hauptsächlich aus Feldspate und zwar Orthoklas und seltener aus Plagioklas besteht. Quarz ist häufig. Bei beiden Typen opake Erzstäubchen, oder reichliche schon Achsenebene und Messung der beiden Achsenaustritte. Da solche Schnitte selten waren, musste der Achsenwinkel meist auf dem Umweg über die stereographische Projektion ermittelt werden. Da grosse Neigungen um die Horizontalachse vermieden werden mussten, verringert sich die Zahl der brauchbaren Durchschnitte noch weiter.

(I) KTÉNAS hat den holokristallinen Typus dieses Gesteins ausführlich beschrieben (4), anlässlich von 2 Proben, die sich in den Sammlungen des Petrographischen Instituts der Universität Athen befanden und auf Grund der Struktur und der mineralogischen Zusammensetzung hat KTÉNAS das Gestein als « mikrogranulite » oder Hornblendedazit bezeichnet.

Erzkörner (Magnetit), kleine Titanitkörner, Apatitprismen und ein wenig sekundärer Opal ergänzen das Mineralbestand.

Die volumenprozentische Zusammensetzung des Gesteins ist in Tab. I. und seine Analyse in Tab. II dargestellt.

Der Chemismus ist normalgranodioritisch/monzonitsyenitisch; (1)II. 4(5). 2(3). 3'.

Dieses Gestein habe ich auf Grund seiner magmatischen Parameter und der chemischen Zusammensetzung zu den « *Rhyolites à plagioclases* » von LACROIX einbezogen. Mit seinen Parametern  $r=2(3)$  und  $s=3'$  entspricht das Gestein dem Typus der « *Rhyolites monzonitiques* ». Bemerkenswert ist sein relativ geringer  $\text{SiO}_2$ -Gehalt ( $=62,10\%$ ) (1).

#### b. Dazite und Dazitoiden.

Zu dieser Gruppe gehören drei Gesteine an. Da die einzelnen gesteinsbildenden Mineralien für diese Gesteine eine weitgehende Uebereinstimmung aufweisen, so sollen sie hier gemeinsam behandelt werden.

*Einsprenglinge.* a) Der Quarz tritt meistens in unregelmässigen, magmatisch korrodierten Körnern, seltener in idiomorphen nach dem Prisma Kristallen. Einige Körner zeigen zahlreiche kleine Einschlüsse. b) Sanidin ist seltener (Gesteine 3 und 4). c) Plagioklas ist fast immer idiomorph und zeigt mehr oder weniger tafelförmige Ausbildung nach (010). Zonare Struktur und Verzwillingung sind sehr häufig. Die Plagioklaszusammensetzung variiert von 37 bis 60% An-Gehalt. Von den 38 Bestimmungen 16( $=42\%$ ) ergaben Werte von 45-50% An, 7( $=18,5\%$ ) von 37-44% und die übrigen 15 ( $=39,5\%$ ) 50-60% An. Es handelt sich also um Plagioklase der Andesin-Labrador-Reihe. Von Zwillingsgesetzen wurden bei 50 Bestimmungen folgende festgestellt: Albitgesetz (25 mal  $= 50\%$ ), Albitgesetz-Periklinlamellen (7 mal  $= 14\%$ ), Roc Tournégesetz (7 mal  $= 14\%$ ), Roc Tournégesetz mit Periklinlamellen (6 mal  $= 12\%$ ), Albit-Ala-B-gesetz (4 mal  $= 8\%$ ), Baveno-rechtsgesetz (1 mal  $= 2\%$ ). Bei den zonar aufgebauten Plagioklasen ist fast immer der Kern basischer als die Randschalen. Es sind auch zonar aufgebaute Plagio-

---

(1) Nach KTÉNÁS (4) 64,8%  $\text{SiO}_2$  - Gehalt.

klase bei denen eine Zwischenzone mit stärkeren Azidität als der Rand und der Kern auftritt. Der kurze Bericht über die mineralogische Zusammensetzung der untersuchten Gesteine unterrichtet uns darüber. Die Plagioklase sind meistens sehr arm an Einschlüssen. d) Rhombische Pyroxene wurden im Gestein 3 bestimmt. Sie sind meistens durch wenige kleine unregelmässige Körner und ganz vereinzelt durch grössere Einsprenglinge vertreten. Eine Kristallform ist nie zu beobachten, infolge einer randlichen Zersetzung, deren Produkte die Körner umhüllen. Darin wiegt bei weitem Calcit vor. Die farblosen bis blassgrünen Körner zeigen keinen Pleochroismus. Zwillingsbildungen wurden nicht beobachtet. Nur an einigen Individuen konnte eine deutliche Dispersion der optischen Achsen  $\rho > \nu$  beobachtet, sowie der negative optische Charakter des Minerals festgestellt werden. Es handelt sich dabei um Hypersthen. Nur ein blassgrüngefärbtes und nicht näher bestimmbares Individuum wurde auch im Gestein 4 beobachtet. e) Monokline Pyroxene treten gewöhnlich in unregelmässig umgrenzten Körnern auf, die gelegentlich zu kleinen Kornhaufen zusammengeballt sind. Die unregelmässig zerfressene Umgrenzung ist meistens durch eine Umsetzung bedingt, die vom Rand (aber auch von Rissen) ausgehend, die Pyroxene zerstört und sie mit einer Zone von Calcit (bzw.  $\text{MgCO}_3$  ?) ummantelt. In einigen Schnitten konnten die Flächen der Prismenzone (010), (100) und (110) und ganz vereinzelt die Flächen (001) und  $(\bar{1}01)$  erkannt werden. Zwillingsbildung nach (100) wurde im Gestein 3 beobachtet. Die Körner sind farblos bis blassgrün (vorherrschend) und zeigen keinen Pleochroismus. Da fast immer keine Dispersion zu beobachten ist, ist die Unterscheidung zwischen Diopsid und Augit meistens unmöglich. An einigen einzelnen Fällen wurden jedoch Austritte der optischen Achsen auf (100) beobachtet (Gestein 4), die eine deutliche Dispersion  $\rho > \nu$  zeigen, sodass das Mineral als Diopsid anzusprechen ist. An einigen anderen Fällen (Gestein 3), lässt sich zwischen gekreuzten Nicols eine Sandstruktur beobachten, die bei Augit häufiger vorkommt. Die Mittelwerte der Auslöschungsschiefe  $c/n_\gamma$  und des Achsenwinkels (1) sind folgende:

---

(1) Siehe Seiten 9 und 10.



	$c/n_{\gamma}$	(+) 2 V.
Gestein 2	=	55°
Gestein 3	$\left\{ \begin{array}{l} 36^{\circ} \\ 52^{\circ} \end{array} \right.$	56° (unsichere Bestimmung)
Gestein 4	=	58°
		59° - 60°

f) Monokliner Amphibol ist nur durch gemeine grüne (und im Gesteine 2 durch braune) Hornblende vertreten. Kristallform ist nicht so oft entwickelt; falls sie vorkommt man kann die Flächen (110) (vorherrschend) und (010), (011) erkennen. Einige grosse Einsprenglinge zeigen meistens einen rundlichbuchtigen Umriss, der auf magmatische Korrosion zurückzuführen ist. Meistens aber ist die Begrenzung mit Kristallflächen durch Resorptionserscheinungen stark verwischt. Die Hornblende ist sehr oft am Rand umgewandelt, wobei sich eine erreichere Zone mit unregelmässigen Magnetitkörnchen, manchmal auch mit zahlreichen neugebildeten sechseckigen Biotitschüppchen, entwickelt. In einem Falle wurde eine regelmässige Zusammenkristallisierung von Hornblende und Klinaugit beobachtet. Die Intensität der vorherrschend grünen Farben zeigt gelegentlich zonare Anordnung. Es zeigt sich dann eine etwas blässere Randzone, die auch in der Auslöschungsrichtung geringere Abweichung vom übrigen Kristall zeigt. Zwillinge und Zwillingslamellen sind bei den Gesteinen 3 und 4 beobachtet worden. Der Pleochroismus entspricht folgendem Schema:

$n_{\alpha}$  = gelb, gelb-grün, bräunlichgelb  
 $n_{\beta}$  = braungrün, olivgrün, gelbgrün  
 $n_{\gamma}$  = grün, blaugrün, grasgrün, graugrün, braun,  
 oder  
 $n_{\alpha}$  = hellgrüngelb, gelb  
 $n_{\beta}$  =  $n_{\gamma}$  = grünlich, dunkelolivgrün, braun.

Nur bei einer geringen Anzahl von Individuen konnte eine schwache Dispersion der Bisektrizen  $\nu > \rho$  festgestellt werden. Die Auslöschungsschiefe (1)  $c/n_{\gamma}$  wurde von 22°-28° gemessen. Da bei Hornblenden starke Absorptionerscheinungen im Vordergrund stehen, musste auf die Bestimmung des Achsenwinkels ver-

---

(1) Siehe Seiten 9 und 10.

zichtet werden. g) Biotit kommt in zwei Ausbildungsformen vor. Neben den grossen selbständigen unregelmässigen, lappigen, oder scharf sechseckigen Tafeln, finden sich die schon oben erwähnten Neubildungen aus der Umwandlung von Hornblende. Beide Typen unterscheiden sich nur in der Korngrösse, während optisch keine Unterschiede bestehen. Im Gesteine 4 lässt der Biotit durch Verbiegung bewirkte Deformationserscheinungen erkennen. Das konoskopische Bild zeigt annähernde bis strenge Zweiachsigkeit bei kleinem Achsenwinkel. Pleochroismus:  $n_{\alpha} =$  strohgelb,  $n_{\beta} = n_{\gamma} =$  dunkelrotbraun. Bei einigen Individuen im Gesteine 4 wurde eine deutliche Dispersion der Bisektrizen  $\nu > \rho$  festgestellt. Am selben Gesteine wurde auch eine randliche Erzanreicherung der Biotitindividuen beobachtet, die auf Resorption hindeutet. Diese Tatsache entspricht der Wahrscheinlichkeit, dass einige Individuen, die sich als beinahe opak zeigen, oder bei denen optische Verhältnisse nicht zu erfassen sind, durch thermische Beeinflussung isotropisiert wurden. Kleine Blättchen, die nicht selten in den Plagioklasen eingeschlossen sind, zeigen dagegen ganz normale Eigenschaften mit dem oben erwähnten Pleochroismus.

Andere Mineralien (Magnetit, Titanit und Apatit) in der eigentümlichen Grösse der Einsprenglinge kommen als nebensächliche Bestandteile vor.

In einem einzigen Fall (Gestein 4) wurde ein Zirkonkristall beobachtet.

Die volumenprozentische Zusammensetzung der Gesteine ist auf Tabelle I dargestellt. Wie die Tabellen I und II zeigen, lässt sich eine leichte Zunahme des Verhältnisses  $\frac{\text{Grundmasse}}{\text{Einsprenglinge}}$  mit abnehmendem  $\text{SiO}_2$  - Gehalt feststellen.

*Grundmasse.* U. d. M. zeigt sie eine pilotaxitische bis hyalopilitische, und im Gestein 3 stellenweise auch eine feinkörnige, Struktur.

Nachstehend gebe ich einen kurzen Bericht über die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine 2, 3 und 4.

N. 2. *Andesinischer Dazitoid mit Hornblende, Pyroxen und Biotit.* Er ist vom Gipfel des Berges Phourkisménos entnommen. Makroskopisch graue, leicht poröse Grundmasse mit gut erkennbaren Feldspat-, Hornblende- und Biotiteinsprenglingen. U. d. M.

erkennt man eine sehr feinkörnige Grundmasse, in der neben den oben erwähnten Einsprenglingen auch solche von monoklinen Pyroxen vorkommen. Die Grundmasse selber besteht aus sehr feinen Feldspatkörnern. Selten sind in dieser Masse Körner von sekundären Quarz. Plagioklasleisten, teilweise deutlich verzwilligte, sind auch in geringer Menge vorhanden. Zwischen den deutlich abgegrenzten Einzelkörnern liegt eine, in der Lichtbrechung kaum abweichende, wohl ebenfalls aus Feldspat bestehende, Masse, die in grösseren Bereichen optisch einheitlich ist und gleichzeitig auslöscht. Dadurch gewinnt man den Eindruck einer siebähnlichen Struktur. Als Umwandlungsprodukt findet sich blassgrünlichbe chloritische Substanz in wirrschüppigen Aggregaten. Wenig Erz und seltene farblose Apatitkörner und -nadeln sind vorhanden. Der Chemismus ist opdalitisch/normalquarzdioritisch; 'II. 4. 3. (3)4.

N. 3. *Andesinischer Dazit mit Hornblende, Pyroxen und Biotit.* Entnommen vom Gipfel des Berges Kastrigahag. Theodor (Taf. III, Abb. 3). Makroskopisch graue bis grünlichgraue Grundmasse mit sichtbaren Hornblende-, Feldspat-, Pyroxen-, Biotit- und Quarzeinsprenglingen.

Die Grösse der Hornblendeeinsprenglinge reicht 8 mm. U. d. M. wurde in zwei Fällen von Plagioklaseinsprenglingen eine Zwischenzone mit stärkeren Azidität als der Rand und der Kern w. f. festgestellt:

Rand 46%	Zwischenzone 33%	Kern 60%	An-Gehalt
» 45%	» 37%	» 50%	»

An einem anderen Fall wurde am Rand 43%, in der Zwischenzone 57%, am Kern 50% An bestimmt. Die Hornblendeeinsprenglinge haben häufige Einschlüsse von Feldspat, Biotit, Magnetit und Apatit. U. d. M. zeigt die Grundmasse zwei Ausbildungstypen. Erstens ist sie feinkörnig und besteht weitaus vorwiegend aus leicht getrübbten Körnern, manchmal von ausgeprägter Leistenform, die als Plagioklas anzusprechen sind, mit welchen auch seltene Quarzkörnchen vergesellschaftet sind. Zweitens reichlich vorhandene Plagioklasleisten bilden ein sperriges Gefüge, dessen Zwickel mit trüben Körnern eines nicht näher bestimmbaren Feldspats und selten mit Quarz ausgefüllt sind. In einer



Dünnschliffe liegen die sehr kleinen Körner und leistenförmigen Kriställchen von Plagioklas in einer isotropglasigen Masse. An dunklen Gemengteilen der Grundmasse sind sonst Biotit, Pyroxenkörner, Hornblendenadeln, Pyroxen- und Hornblendemikrolithen zu erwähnen, die teilweise wohl der Umwandlung unterworfen sind. Calcitkörnchen und Chloritaggregate sind die Umwandlungsprodukte. Seltene Apatitprismen, Erz in feiner Verteilung und in geringer Menge, und seltene unregelmässige Körner und Kornhaufen von Titanit vervollständigen das Bild.

Bemerkenswert ist das Vorhanden von Zeoliten in diesem Gestein, die Produkte einer hydrothermalen Zersetzung so wohl der Plagioklase wie auch der Grundmasse des Gesteins sind. Sie treten an den Klüften und Spaltflächen der Plagioklase auf und ersetzen die letzteren teilweise oder im ganzen (Pseudomorphose). Die Zeolite füllen auch die Räume zwischen den Kristallen ein und bilden so ein Verkittungsmaterial des Gesteins (negative Kristalle). Die Zeolite zeigen folgende Merkmale: Farbe hell-violet; Brechungsexponent  $< 1,51$ ; Sp. Gew.  $< 1,45$ ; Spaltbarkeit deutlich. An einer Dünnschliffe wurde der Zeolit Chabasit (einachsig, optisch positiv, schwache Doppelbrechung circa 0,004, Br. Ex.  $< 1,51$ ) festgestellt. Ausserdem ist noch ein anderer zweiachsiger Zeolit, dessen Bestimmung noch nicht ermöglicht wurde, beobachtet.

Der Chemismus ist: normalquarzdioritisch; 'II. 4. '3. (3)4.

N. 4. *Andesinischer Dazit mit Hornblende*. Entnommen aus dem Gipfel des Berges Arassiá. (Taf. III, Abb. 4). Makroskopisch rötlichgraue, leicht poröse Masse mit denselben, wie beim Gestein 3, erkennbaren Einsprenglingen. U. d. M. wurden bei zonar aufgebauten Plagioklaseinsprenglingen unregelmässige Zonenfolgen beobachtet. So wurde der Fall einer dem Rand nahen und parallelen Zone mit 60% An beobachtet, während der Rest mit 47% An war. Bei anderen Individuen wurde am Rand 60%, in der Zwischenzone 50% und im Kern 60% An festgestellt. Ferner bei einigen Individuen wurden Schlieren im inneren des Kristalles mit 50% An beobachtet, während an den anderen Teilen des Kristalles nur ein 56% An bestimmt wurde. Die Grundmasse zeigt eine pilotaxitische bis hyalopilitische Struktur. Kleine Plagioklasleisten bilden ein sperriges Gefüge, dessen Zwickel von

einer kaum doppelbrechenden Masse von Gesteinsglas ausgefüllt ist. Dunkle Gemengteile in der der Grundmasse eigentümlichen Korngrösse fehlen. Weiter zeigt sich stellenweise eine Chloritmasse als Umwandlungsprodukt dunkler Gemengteile. An anderen Stellen besteht die Grundmasse zur Hauptsache aus einem schwach braungefärbten Gesteinsglas, das beginnende Entglasung zeigt, in dem kleine Plagioklasleisten, wenige Orthoklasmikrolithe und ziemlich seltene Hornblendenadeln liegen. Der Plagioklas zeigt häufig Umbildungserscheinungen, bei denen Calcit neugebildet wird. Manches Vorkommen frischer Plagioklaskörner haben einen einheitlichen Kalkspatkristall als Kern, dessen Form der Umrandung des Feldspats und teilweise den Zwillingslamellen parallel läuft. Endlich sekundärer Quarz, seltene unregelmässige Körner von Titanit, sehr seltene gut ausgebildete Apätitprismen und Erz in geringer Menge sind vorhanden.

Der Chemismus ist: normalquarzdioritisch; (I)II. 4, 3. (3)4.

### c. Andesite (mit Doreiten).

Zu dieser Gruppe gehören 4 Gesteine an, von denen das unter N. 6 eine Doreit ist, während die unter N. 5, 7 und 8 andesinische Andesite (a) sind.

Um nicht unnötige Dinge zu wiederholen, wird auch bei der Besprechung dieser Gruppe eine gemeinsame Behandlung der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien vorausgeschickt, denn diese letzten eine weitgehende Uebereinstimmung aufweisen.

*Einsprenglinge.* Weniger Quarz in unregelmässigen Körnern ist nur am Gestein 6 zu beobachten.

Die Feldspäte sind zonar gebaute und verzwilligte Plagioklasse. Bei 9 Bestimmungen wurden folgende Ergebnisse gefunden:

1 mal 50% An, 3 mal 55%, 3 mal 65-67%, 1 mal 70% und 1 mal 75% An - Gehalt. Es handelt sich also um Labrador-Bytownit. Zwillingsbildungen wurden auf 14 Bestimmungen 6 Fälle (= 43%) von Roc-Tourné-Gesetz, 3 (= 21,5%) von Albit-Gesetz mit Periklinlamellen, 3 (= 21,5%) von Roc-Tourné-Gesetz mit Periklinlamellen und 2 (= 14%) von Albit-Gesetz beobachtet. Bei den zonar aufgebauten Plagioklasen ist der Kern basischer als die Randschalen. Einige Ausnahmen sind im folgen-

den kurzen Bericht über die mineralogische Zusammensetzung der unter Frage stehenden Gesteine gegeben.

Rhombischer Pyroxen und zwar in farblosen Körnern ohne Pleochroismus ist nur an den Gesteinen 7 und 8 bestimmt worden. An einem Körnchen (Gestein 8), wurde eine Dispersion  $\rho > \nu$  deutlich beobachtet. Da der optische Charakter dieses Minerals negativ ist, handelt es sich um Hypersthen. Vom monoklinen Pyroxen lassen sich, trotz der starken Zersetzung und mit Calcit Ummantelung, die Flächen (010), (100) und (110) in einigen Querschnitten feststellen. Zwillinge, manchmal mehrfach lamelliert, nach (100) sind zu beobachten. Die Körner sind farblos bis blassgrün und zeigen keinen Pleochroismus. Zonenbau und Sanduhrstruktur können am Gestein 7 beobachtet werden. An demselben Gestein lässt sich eine Dispersion  $\rho > \nu$  auf (100) beobachten, was auf Diopsid hinweist. Bei den übrigen 3 Gesteinen wurde keine Dispersion bestimmt, sodass man keine Unterscheidung zwischen Diopsid und Augit machen kann. Die Mittelwerte der Auslöschungsschiefe  $c/n_\gamma$  und des Achsenwinkels wurden nach Gesteinen wie folgt gefunden:

	$c/n_\gamma$	(+) 2 V
Nº 6	53°	56°
Nº 7	54°	58°
Nº 8	44°	56°

Nach dem Diagramm von T. TOMITA (l. c.) kommt dem Klinaugit des Gesteines 8 die ungefähre Zusammensetzung  $En_{27}Hy_{25}Wo_{48}$  Gew. %. Es handelt sich somit um einen Diopsid-Hedenbergit-Mischkristalle.

Monokliner Amphibol ist meistens durch grüne (seltener braungrüne bis braune) Hornblende vertreten. Meist ist die Kristallform durch die starke magmatische Korrosion beeinträchtigt, die eine erreichere Zone um den Hornblendekorn geschaffen hat, oder kleinere Kristalle vollkommen aufgezehrt hat. Zwillinge nach (100) sind sehr selten. Pleochroismus:  $n_\alpha$  = gelb,  $n_\beta$  = grünlich-braun oder gelbgrün,  $n_\gamma$  = braun oder olivengrün. Dispersion wurde nicht beobachtet. Die Auslöschungsschiefe  $c/n_\gamma$  wurde 25°-28° gefunden. Biotit tritt so wohl als alter Einsprengling wie auch als Neubildung bei der Hornblendeumsetzung auf. Das Achsenbild ergibt nahezu eine Einachsigkeit. Der Biotit der

Gesteine 5 und 7 ist deutlich zweiachsig mit kleinem Achsenwinkel und zeigt in einem Falle (Gestein 7) eine ungewöhnliche und sehr deutliche Dispersion der Bisektrizen  $\rho < \nu$ . Auffällig ist die bei den Gesteinen 6 und 8 beobachtete Einlagerung von dunkelbraunen beinahe opaken und isotropen Lamellen, parallel der Ebene der Spaltbarkeit gestellten. Möglicherweise handelt es sich um eine teilweise Aufschmelzung des Biotits zu Gesteinsglas. Am Gestein 7 zeigt der Biotit deutliche Resorptionserscheinungen mit randlicher Erzanreicherung. Pleochroismus:  $n_{\alpha} =$  strohgelb,  $n_{\beta} = n_{\gamma} =$  rotbraun.

Die Grundmasse zeigt U. d. M. meistens eine hyalopilitische Struktur. Wie aus den Tabellen I und II zu ersehen ist zeigt das Verhältnis  $\frac{\text{Grundmasse}}{\text{Einsprenglinge}}$  in der Gruppe der Andesite-Doreite eine leichte Abnahme mit abnehmenden  $\text{SiO}_2$ -Gehalt, wenn auch nicht ganz regelmässig.

N. 5. *Andesinischer Andesit (a) mit Hornblende*. Er ist aus der Stelle Kaskawália entnommen.

Makroskopisch dunkelgraue, poröse Masse, in der Feldspat-, Hornblende- und seltene Biotiteinsprenglinge gut wahrzunehmen sind. U. d. M. zeigt die Grundmasse eine hyalopilitische Struktur. In einer isotropen glasigen Masse liegen feinste Plagioklasleisten und andere nicht näher bestimmbare Plagioklaskörnchen. Starke Resorptionserscheinungen haben die Hornblendekörner mit einem erzeichen Saum umgeben. Feinste Pyroxenmikrolithe, Hornblendefetzen, die als Korrosionsrelikten aufzufassen sind, Magnetitkörner und kleine farblosen Apatitprismen sind vorhanden.

Der Chemismus ist: essexit-akeritisch; II. '5. (2)3. (3)4.

N. 6. *Andesinischer Doreit mit Pyroxen, Biotit und Hornblende*, aus der Stelle Haghios Athanássios entnommen.

Makroskopisch dunkel- bis grünlichgraue kompakte Masse mit gut erkennbaren Feldspat-, Pyroxen- und Hornblendeinsprenglingen. U. d. M. verschleiern die Zersetzungsprodukte und die dadurch bedingte kräftige Trübung das mikroskopische Bild der Grundmasse. Nicht sehr häufig sind Plagioklaskörner und mengenmässig vorherrschend sind getrübbte Körner von einem nicht näher bestimmbaren Feldspat. Nicht seltene Quarzkörner, seltener Apatit, reichliche, im allgemeinen idiomorphe, Magnetitkristalle, Erz



und Calcit und Pennin (als Umwandlungsprodukte) vervollständigen das Bild.

Der Chemismus ist: leukomonzonitisch/leukotonalitisch; (I) II. 4(5). 3. 3(4).

N. 7. *Andesinischer Andesit (a) mit Hornblende* aus dem Gipfel des Berges Nerówigla entnommen.

Makroskopisch grünlichgraue Masse, in der Feldspat-, Pyroxeneinsprenglinge leicht zu erkennen sind. U. d. M. wurden bei einem zonar gebauten Plagioklaskristalle mit 55% An konzentrische Ringe von 60% An beobachtet. Bei einem anderen mit 50% An liegen Streifen und Ringe mit bis 75% An. Die Grundmasse zeigt hyalopilitische Struktur. Sie besteht aus einem dichten Filz feinsten nadeliger Plagioklaskristallen, dessen Zwickel mit einer kaum doppelbrechenden Masse, die als Gesteinsglas anzusprechen ist, ausgefüllt sind. Ausser den oben erwähnten Einsprenglingen sind noch solche von Pyroxen, Hornblende, Biotit und Magnetit (zum teil in Haematit umgewandelt) vorhanden. Eine fluidale Anordnung der Feldspatmikrolithen um die Einsprenglinge ist stellenweise zu bemerken. Erkennbare dunkle Gemengteile, abgesehen von Biotitblättchen, fehlen in der Grundmasse. Erz ist in geringer Masse vorhanden.

Der Chemismus ist: monzonitdioritisch; II. 4'. 3. 3'.

Dieses Gestein würde den magmatischen Parametern gemäss den « Rhyolites à Plagioklases » und zwar denjenigen, die einen monzonitischen Charakter aufweisen, zugeteilt. Sein mineralogischer Bestand aber — es wurde weder Quarz, noch Orthoklas « minéralogiquement exprimé » bestimmt — und seine chemische Zusammensetzung ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,10\%$ ,  $\text{CaO} = 6,60\%$ ,  $\text{SiO}_2 = 57,92\%$ ) gerechtfertigen nicht eine solche Einteilung. Das wenige Material aber konnte nicht eine zweite Analyse zur Kontrolle der Resultate der ersten gestatten. Deswegen habe ich vorläufig seine Einteilung zu den andesinischen Andesiten vorgezogen, bis ich eine neue Untersuchung der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung des Gesteins für seine definitive Bestimmung unternehmen kann.

N. 8. *Andesinischer Andesit (a) mit Pyroxen und Hornblende* aus der Stelle Ntámnia Matsouki entnommen.

Makroskopisch dunkelgraue kompakte Masse, in der Feld-

spat- und Hornblendeeinsprenglinge leicht zu erkennen sind. U. d. M. wurde an ein zonar aufgebautes Plagioklasindividuum ein Wechsel des An-Gehaltes zwischen Rand und Kern folgendermassen bestimmt: 69% . . . . 63% . . . . 69% . . . . 63% . . . . Einsprenglinge auch von rhombischen und monoklinen Pyroxen und Biotit wurden festgestellt. Die Grundmasse zeigt hyalopilitisches Gefüge. Feinste, teilweise Zwillingslamellen aufweisende, Plagioklasleisten liegen in einer schwach doppelbrechenden aggregatpolarisierenden Masse, die wahrscheinlich ein Gesteinsglas mit schwachen Entglasungserscheinungen darstellt. Diese Masse ist sonst reich an Zersetzungsprodukte (Chlorit und Karbonatische, innig mit getrübbten Feldspatkörnern verworbene Mineralien). Dunkle Gemengteile in der Grundmasse fehlen, denn sie vollkommen zersetzt wurden. Sehr seltene Apatitprismen und fein verteiltes Erz in geringer Menge sind vorhanden.

Der Chemismus ist: cumbraitisch; II. 4 (5). 3. (3)4.

## V. Chemismus und Mineralbestand.

Zur Illustration der chemischen Verhältnisse der der Prüfung unterzogenen Eruptivgesteine von Imbros stehen uns (wie schon gesagt) die in Tabelle II zusammengestellten 8 Analysen zu Verfügung.

Auf Grund der Resultate dieser Analysen wurden dazu die Molekularwerte (Tabelle IV), dem NIGGLI'schen System nach, berechnet.

Die Angaben der Tabellen II, III und IV führen uns zu folgenden Schlussfolgerungen:

a) Dass unter den untersuchten Gesteinen nur an zwei (N. 1 und 7) das Verhältnis  $\text{Na}_2\text{O}$  zum  $\text{K}_2\text{O} < 1$  ist. Unter den anderen die Gesteine N. 6 und 7 sowie die unter N. 1 sind doreitsche Typen.

b) Dass der Anorthitgehalt im mittleren berechneten (moyen calculé) Plagioklas aller Gesteine zwischen 34 und 48% schwankt. Der Plagioklas muss somit als *Andesin* und zwar als *basischer Andesin* für die Gesteine 2, 3, 4, 6, 7, und 8 bezeichnet werden.

c) Der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt variiert von 56,92 bis 62,10%, also im ganzen nur um 5,18%.

d) Die Quarzzahl qz ist durchwegs positiv und steigt im allgemeinen mit si, wenn auch nicht ganz regelmässig.

e) Der normative Kieselsäuregehalt reicht aus, um den molekularen Gehalt an FeO (abzüglich des als Magnetit berechneten Eisens) an MgO+MnO und an CaO (abzüglich des im Anorthit berechneten CaO) in Form von Metasilikaten zu binden. Es ergibt sich also kein normativer Olivinegehalt für diese Gesteine, das mit dem mikroskopischen Befund übereinstimmt.

f) Der in der Tabelle IV gegebener Wert c-(al-alk) gibt den normativen nicht an Plagioklas gebundenen Teil des c an, der also in das Diopsid-Molekül eingehen könnte. Die auf Tab. III angegebenen Werte stimmen mit den Angaben der Rubrik c-(al-alk) für alle Gesteine überein ausser des unter N. 6. Die Abweichung bei diesem letzteren ist darauf zurückzuführen, dass ein Teil des CaO zu sekundären Calcit gebunden ist.

g) Wie aus der Tab. III hervorgeht, kommen unter den untersuchten Gesteinen drei Differentiationstendenzen vor, was ihre normative Feldspatzusammensetzung anbelangt.

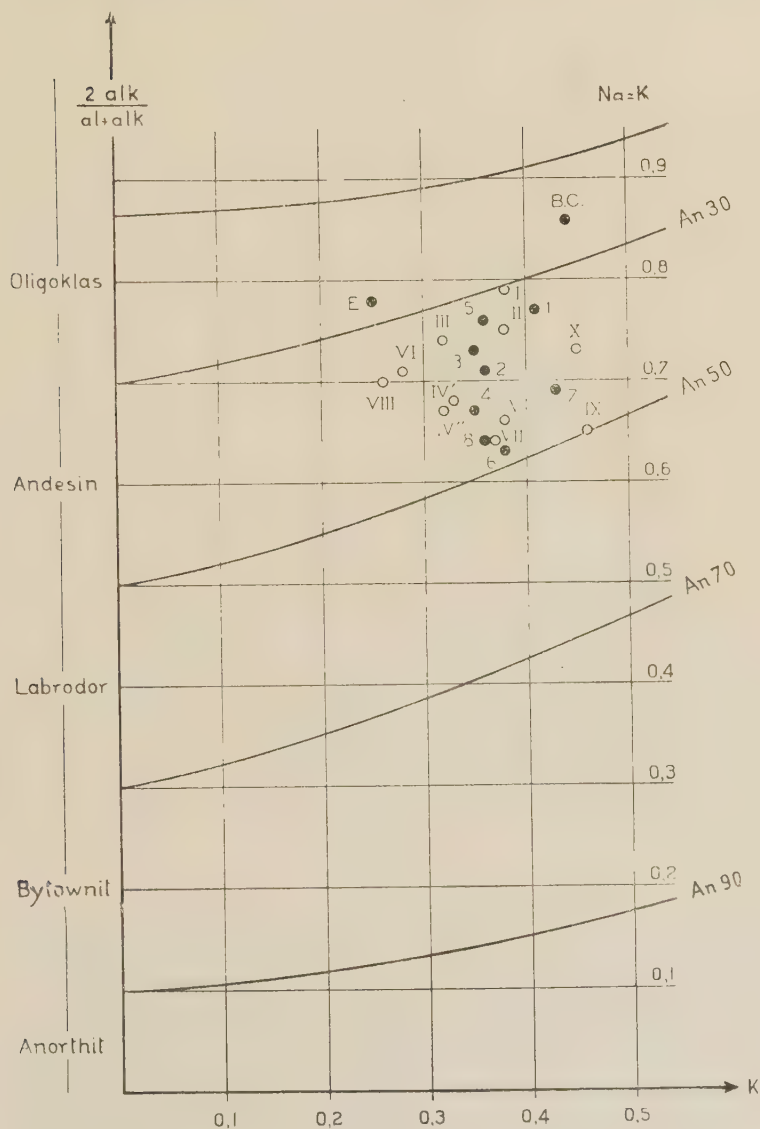
Die erste, die Gesteine 1 und 5 umfassend, ist durch eine Anreicherung an Alkalifeldspatmoleküle bei Zurücktreten der Anorthitkomponente ausgezeichnet. Dieser gegenüber steht die Serie der Gesteine 6, 7 und 8, die das umgekehrte Verhalten zeigt. Die Zwischentendenz bilden die Gesteine N. 2, 3 und 4. Dasselbe Ergebnis zeigen auch die charakteristischen Verhältnisse Ab:An und (Or+ Ab): An, die, wie sich aus Tab. III ergibt, folgende sind:

	1	2	3	4	5	6	7	8
Ab : An	1.92	1.52	1.69	1.48	1.88	1.18	1.21	1.03
(Or + Ab) : An	3.35	2.44	2.69	2.36	3.04	1.94	2.21	1.71

Diese drei Tendenzen zeigt auch das NIGGLI'sche Diagramm (24, S. 118-120) für die normative Feldspatzusammensetzung (s. Textfig. 1), bei dem die Projektionspunkte der untersuchten Gesteine von Imbros, trotz einer deutlichen Streuung, alle in dem Andesinfelde fallen. Die Projektionspunkte der Gesteine N. 6, 7 und 8 finden sich näher der Grenze des Andesin- und Labradorfeldes als die anderen. Es sind die reichsten an An Gesteine. Der Projektionspunkt des Gesteins 7 ist etwas nach der Ordinate 0,5

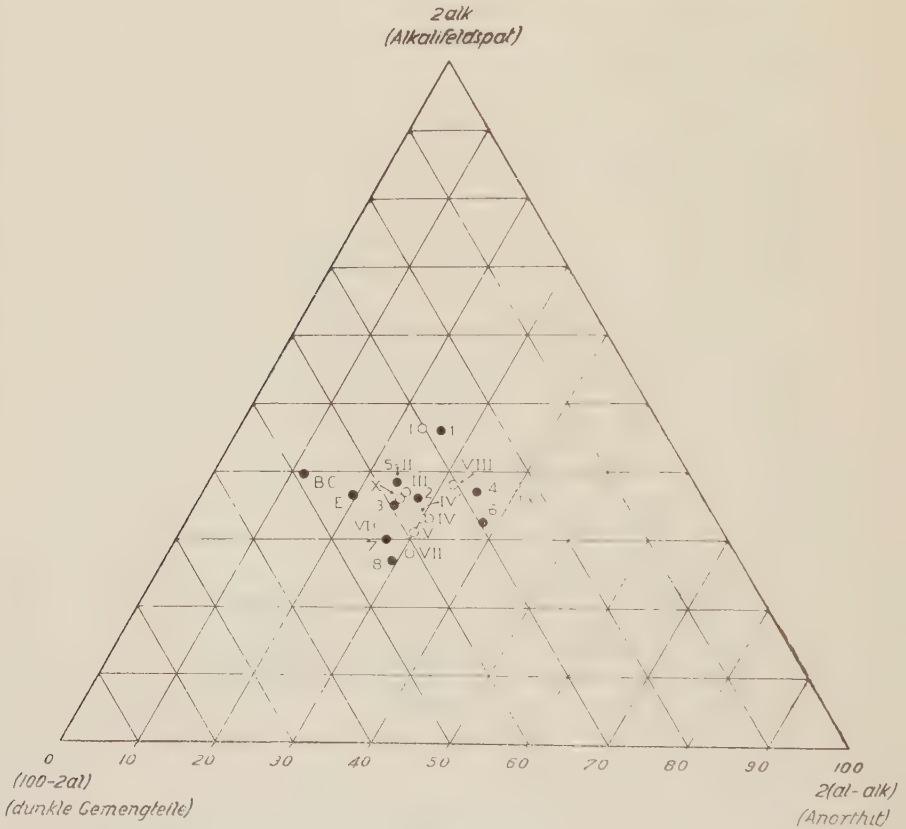


(K=Na) verschoben. Die Projektionspunkte der Gesteine N. 1 und 5 befinden sich dagegen näher an der Grenze des Andesin- und Oligoklas-Feldes. Es sind die ärmsten an An Gesteine.



Textfig. 1

Schliesslich in der Mitte des Andesinfeldes und auf der Kurve, die der Breite nach dieses Feldes läuft, befinden sich die Projektionspunkte der Gesteine 2, 3, 4, die die Zwischentendenz vorstellen. Von den Gesteinen 1 und 5 ist der Projektionspunkt



Textfig. 2

des unter N. 1 genügend nach dem Kalifeldspatpol verschoben, während der des unter N. 5 sich zum Albitpol strebt.

Dieselbe Tendenzen zeichnen sich auf dem Konzentrations-dreieck  $2alk$ ,  $100-2al$ ,  $2(al-alk)$ , (s. Textfig. 2), das nach der P. ESENWEIN'schen Methode (25, S. 189-191) konstruiert wird (s. Tab. V). In diesem Diagramm ist der Projektionspunkt des unter N. 1 Gesteines nach dem  $2alk$ -, d. h. nach dem Alkali-





belle V zusammengestellten Ergebnisse. In der Dreiecksprojektion fallen im Dreieck qfl sämtliche der Prüfung unterzogenen Gesteine und besitzen infolgedessen alle normative nur höchstsilifizierte Moleküle und freien Quarz. Sämtliche Gesteine nähern sich dem Punkte 1, welches bedeutet, dass die Feldspate in ihrer normativen Zusammensetzung ziemlich überwiegend sind.

Schliesslich ergab die Untersuchung der Silifizierungsverhältnisse die auf Grund der auf Tabelle V angegebenen Werte

$$Az^0 (= \text{Azidität} = \frac{si}{si + 100}) \text{ und } Si^0 (= \text{Silifizierungsgrad} = \frac{si}{si - qz})$$

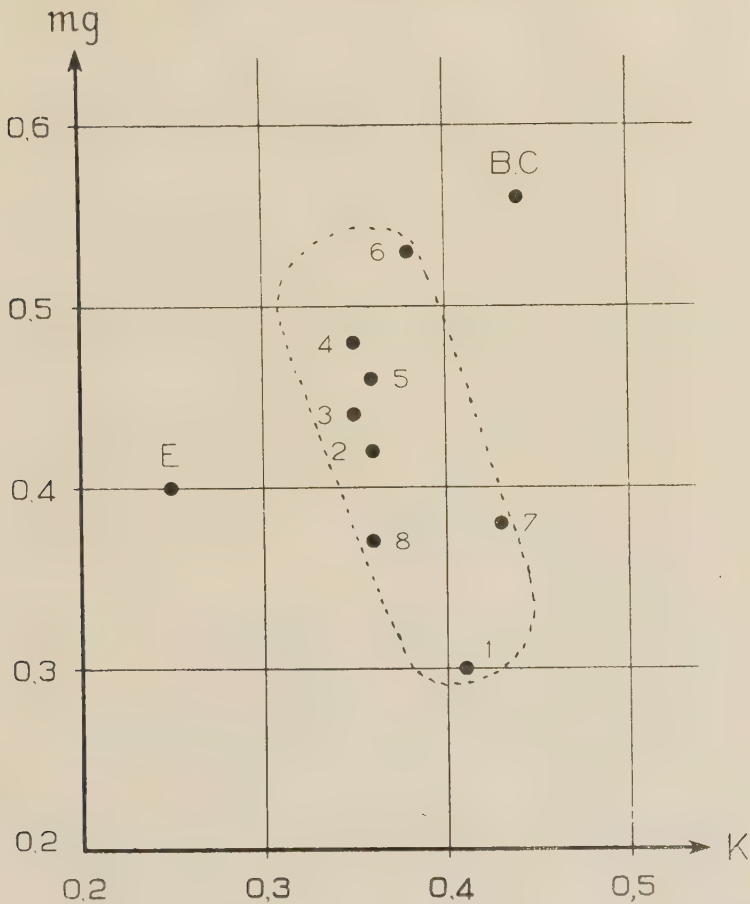
nach der von A. RITTMANN eingeführten Methode (26, S. 63) zu berechnen ist, das auf Textfig. 5 dargestellte Diagramm, nach dem folgende Ergebnisse herauszuziehen sind: a) Sämtliche in Frage stehende Gesteine sind an  $SiO_2$  gesättigte bis übersättigte Gesteine. b) Die oben erwähnten drei Differenziationstendenzen unterscheiden sich deutlich auch auf diesem Diagramm. Von den drei Reihen die zwei, d. h. die der unter N. 6, 7 und 8 und die der unter N. 2, 3, 4 nehmen eine Stellung um die eingezogene mittlere Kurve ein. Die erste basischere Reihe besetzt das Gebiet von  $Si^0 = 1,11$  bis  $Si^0 = 1,13$  und trennt sich durch einen leeren Raum auf dem  $Si^0$  von 1,13 bis 1,20 von der anderen Gruppe der Gesteine unter N. 4, 3 und 2. Von der Anordnung der Projektionspunkte der Gesteine 6, 7, 8, 4, 3, 2 ergibt sich, dass von den basischeren Gliedern 6, und 8 mit  $Si^0 = 1,11$  zu den säuerern 4, 3, 2 die  $Az^0$  bei weiterer Zunahme von  $Si^0$  wächst. Die Gesteine 1 und 5 sind von der eingezogenen mittleren Kurve entfernt, so dass sie als Produkte eines besonderen Differenziationsprozesses angenommen werden können.

## VI. Vergleich der Eruptivgesteine von Imbros mit analogen Laven des Aegäischen Meeres.

(s. Tab. V und VI).

Die in Frage stehenden Gesteine von Imbros weisen Analogien den Parametern nach mit vielen bekannten Laven des Aegäischen Meeres auf. Eine weitere Analogie aber besteht nur zwischen den in der vorliegenden Arbeit zu behandelnden Eruptivgesteinen und einigen wenigen Laven des Aegäischen Meeres. Diese Laven, die aus der mir zu Verfügung stehenden Literatur

in Betracht gezogen sind, um damit einen Vergleich mit den Eruptivgesteinen von Imbros herzustellen, weil sie einen nahe stehenden Chemismus zu diesen Eruptivgesteinen besitzen, wie



Textfig. 4

aus den chemischen Analysen und den Molekularwerten zu ersehen ist, sind folgende:

I. Eine Lava von der Insel Kos (Wiglaberg) von A. BIANCHI (19, S. 10-11) als « roccia trachandesitica micaceo-amfibolica » unter N. 13 beschrieben.

II. Eine andere Lava auch von der Insel Kos (Stelle Vromotopos) von A. BIANCHI (19, S. 10-11) als « trachandesite mica-ceo-pirossenica » unter N. 19 beschrieben.

III. Ein andesinischer Dazit mit Pyroxen und Biotit aus der kleinen Insel Erimomilos von SONDER beschrieben (10, S. 211-212 und 220-221).

IV. Ein Dazit (IV') und ein Dazitoid (IV'') aus dem Vulkan Oxyolithos auf Euboea von KTÉNAS (5, Taf. VIII. VIIIa) unter N. 72, 73 angezeigt.

V. Ein andesinischer Andesit mit Pyroxen und Hornblende aus der Insel Episkopi von J. CONCI (15) beschrieben und von KTÉNAS (5, Taf. VI, VIa, N. 60) erwähnt.

VI. Ein aus der Vulkangruppe Kila der Umgebung von Fere (West-Thracien) Hornblendeandesit pyroxen- und biotitführend von LIATSIKAS (14, S. 322-327, N. 13) beschrieben.

VII. Ein hypersthen- und biotitführender Augitandesit aus der Vulkangruppe Kipos der Umgebung von Fere (West-Thracien) auch von LIATSIKAS (l. c. N. 15) beschrieben.

Weiter werden auch drei Laven aus West-Kleinasien verglichen, deren chemische Zusammensetzung WASHINGTON (17) gibt. Diese Laven sind:

VIII. Ein Dazit aus Perghamos (17, S. 250-251).

IX. Ein Andesit aus Karatas von Smyrne (17, S. 250-251).

X. Ein Andesit aus dem Berge Pagos der Umgebung von Smyrne (17, S. 366-367).

Aus dem Vergleich ergeben sich folgende Resultate:

1. Was die normative Feldspatzusammensetzung anbelangt, so können wir auf dem  $\frac{2\text{alk}}{\text{al}+\text{alk}}$  — K Diagramm (Textfig. 1)

beobachten: a) dass der Projektionspunkt der Lava II sehr nah demjenigen des Gesteines 5, der der Lava VII sehr nah auch demjenigen der Gesteine 8 und 6 und der der Lava V ziemlich nah demjenigen der Gesteine 8 und 4 liegen, alle im Felde der Projektionspunkte der Gesteine von Imbros. b) Ausserhalb dieses Feldes befinden sich der Projektionspunkt der Lava I bei den unter N. 5 und 1 Gesteinen von Imbros, nach der Grenze des Andesin und Oligoklasfeldes aber verschoben. Ein wenig nach der Linie Albitpol-Anorthitpol verschoben befinden sich die Pro-



jektionspunkte der Laven (von den an An ärmeren zu den reicheren der Reihe nach) III (neben dem Dazit N. 3 von Imbros), IV' und IV'' (neben dem Dazit N. 4).

2. Im Konzentrationsdreieck 2alk, 100-2al, 2(al-alk) (Textfig. 2) können wir folgende Ergebnisse herausziehen:

a) Dem Gesteine I von Imbros sehr nah liegt die « trachian-desitica micaceo-amfibolica » Lava I. b) dem Gestein 5 von Imbros sehr nah, fast zusammenfallend, liegt die Lava II. c) Eine Zwischenstellung zwischen die Gesteine 2 und 3 von der einen Seite und 5 andererseits nehmen der Dazit von Erimomilos III und der Andesit X ein. d) Den Gesteinen 2 und 3 ziemlich nah liegen die Laven IV' und IV'' von Oxylithos, jedoch nach dem Anorthitpol 2(al-alk) etwas verlegt. e) Dem Gestein 8 von Imbros liegt schliesslich ziemlich nah der Andesit VII von Thracien, während der Andesit VI desgleichen Gebietes dem unter N. 7 Gestein von Imbros ziemlich nah liegt.

3. Was die Verteilung der vorhandenen Kieselsäure auf normative leukokrate und melanokrate Gemengteile betrifft, zeigt uns das Diagramm (Textfig. 3) folgendes:

a) Der Projektionspunkt der Lava I liegt neben dem Gesteine I von Imbros. b) Die Lava II liegt ziemlich nah den Gesteinen 5 und 6. c) Die Laven III, IV' und IV'' sind neben den Daziten 2 und 3 von Imbros, während die Lava VI mit dem Gestein 7 fast zusammenfällt. d) Die Laven VII und V nehmen eine Zwischenstellung zwischen den Gesteinen 8 und 5 von Imbros.

4. Bezüglich schliesslich der Silifizierungsverhältnisse zeigt uns das Diagramm (Textfig. 5) dass der Projektionspunkt der Lava I ziemlich nah dem Punkte des Gesteins I von Imbros liegt. Die Lava VI dem Gesteine 7 nah steht. Die Laven V und II eine Zwischenstellung zwischen den Gesteinen 6 und 8 einerseits und 5 andererseits haben, während der Projektionspunkt des Dazitoid IV'' sich an die der 2 und 3 Gesteine von Imbros nähert.

Von den oben angeführten Angaben sind folgende Schlussfolgerungen herauszuziehen:

1. Der Plagioklasrhyolith mit Hornblende, Pyroxen und Biotit des Agridia-Berges (N. 1) weist eine grosse Analogie mit

dem nach BIANCHI « trachandesite micaceo-amfibolica » des Vigla-Berges der Insel Kos (Lava I) auf.

2. Der andesinische Andesit (a) mit Hornblende von der Stelle Kaskawália von Imbros (N. 5) weist auch eine grosse Analogie mit dem nach BIANCHI « trachandesite micaceo-amfibolica » der Stelle Vromotopos der Insel Kos (II) auf.

3. Die Dazite und Dazitoide der Berge Phourkisménos, Kastri und Arassiá von Imbros weisen auch grosse Analogien mit den Daziten und Dazitoiden des Vulkans Oxyolithos der Insel Euböa (IV' und IV''), sowie mit dem andesinischen Dazit mit Pyroxen und Biotit von Erimomilos (III) auf.

4. Die andesinischen Andesite und Doreite der Stellen Hag. Athanássios, Nerówigla und Ntámnia Matsouki (N. 6, 7, 8) von Imbros weisen auch grosse Analogien mit dem andesinischen Andesit der Insel Episkopi (V) und mit den Andesiten (N. VI und VII) des Gebietes von Fere (West-Thracien) auf.

## VII. Die jungtertiären Gesteine von Imbros als petrographische Provinz.

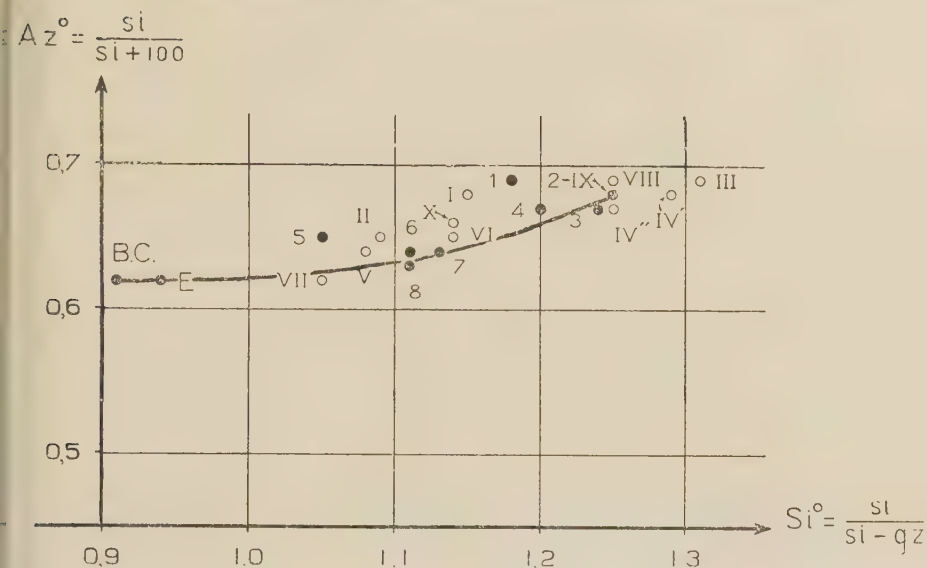
Aus der Tab. IV ist zu ersehen, dass von den Magmen zu denen die untersuchten Eruptivgesteine angehören, nur die unter N. 2, 3, 4, 7 und 8 zweifellos der Kalkalkalreihe angehören, während die mit N. 5, 6 und 7 bezeichneten in den Alkalireihen gehören. Das unter N. 1 Gestein stellt einen Uebergangstypus von der Kalkalkali- zur Kalireihe. Zu den Alkalireihen gehören auch das Magma des Einschlusses sowie das des Eruptivgesteines von Chrysso Wounó an (s, Seit. 32-35).

Leider sind die in Frage stehenden Gesteine nur wenig und stammen bloss aus dem NO Teil der Insel. Deswegen können wir nicht das vorhandene Material als ausreichend zu betrachten, um uns ein Bild über die Differenziationsverhältnisse und den Provinzialpetrographischen Charakter der Insel Imbros zu machen.

Infolge der geringen Variation an  $\text{SiO}_2$ -Gehalt und den dadurch bedingten nur kleinen Unterschieden an si-Wert, eignet sich die untersuchte Gesteinsserie von Imbros nicht zur Darstellung in einem Differenzialdiagramm nach P. NIGGLI mit si als Abszisse.

Nichtdestoweniger darf man die nachstehenden Angaben nicht übersehen:

a) Die deutlich bei allen Gesteinen (s. Tab. IV) erscheinende

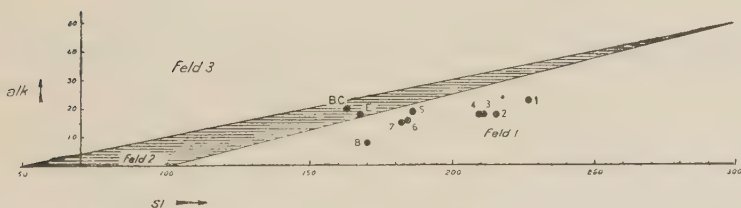


Textfig. 5

positive Differenz al-alk über den ganzen si-Bereich.

b) Die Anordnung der Punkte im k/mg-Diagramm (Text-

*alk/si - Diagramm atlantischer, schwachatlantischer  
u. pazifischer Provinzen*



Textfig. 6

fig. 4), sowie die Lage derselben in der Dreiecksprojektion Ls-Fs-Qs der Textfig. 3.

c) Die Lage der diesbez. Punkte im alk/si-Diagramm (Textfig. 6) von ESENWEIN (25, S. 222, Abb. 19).

Diese Angaben berechtigen zur Annahme, dass es sich auf der Insel Imbros höchstwahrscheinlich um eine pazifische Eruptivgesteinprovinz mit Tendenzen zu Magmen der Alkalireihen handelt. Ein Gleiches wurde auch anderwärts in Griechenland beobachtet, wie z. B. in Milos von SONDER (10) und in der Umgebung von Fere (West-Thracien) durch LIATSIKAS (14).

### VIII. Einschlüsse.

Andesinischer Andesit (a) mit Augit (1) (Taf. V, Abb. 7).

Bei den Proben von Plagioklas-Rhyolithe von Agridia treten auch Einschlüsse auf, deren mineralogische und chemische Untersuchung ergab folgende Ergebnisse:

Das Gestein weist eine sehr kleinere Ausbildung der Grösse nach seiner Bestandteile in Bezug auf das einschliessende Gestein auf. Seine Hauptbestandteile sind Feldspate, Augit und Quarz. Es geben auch Magnetit, Apatit und sekundärer Calcit. Zwei Kristallisationsgenerationen sind nicht zu unterscheiden. Die Feldspate mit den xenomorphen Augiten stellen eine einheitlichen Komplex dar. Viellinge Kristalle, sowie deutlich zonar gebaute Feldspateinsprenglinge sind selten. Die einfachen Feldspate haben besonders kleinen Brechungssexponent und einen meistens positiven optischen Charakter, so dass sie sich an der Reihe des Albits stellen.

Die chemische Zusammensetzung, der normative Mineralbestand, die magmatischen Parameter und die nach NIGGLI Molekularwerte sind folgende:

---

(1) Dieses Gestein wird in den Diagrammen der Textfig. 1-6 mit E. bezeichnet.



CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG		MOLEKULARWERTE		NORMATIVE MINERALBESTAND	
SiO <sub>2</sub>	56,10	si	167,3	Q	5,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,93	al	28,0	Or	14,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,73	fm	37,9	Ab	39,82
FeO	2,90	c	15,9	An	15,01
MnO	0,14	alk	18,2	Di	6,91
MgO	3,45	k	0,25	Hy	5,40
CaO	4,98	mg	0,40	Mt	9,28
Na <sub>2</sub> O	4,70	ti	0,4	Ha	0,32
K <sub>2</sub> O	2,47	p	0,1	Il	0,30
TiO <sub>2</sub>	0,20	qz	— 5,5	Ap	0,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	2alk	0,78	An%	27
H <sub>2</sub> O—	2,30	al + alk		Or/Pl	0,26
H <sub>2</sub> O+	0,09			Σp	22,55
CO <sub>2</sub>	—			Q/Pl	0,10

Chemismus: mugearitisch; II. '5. 2(3). 4.

Es handelt sich also um einem Magmatypus der Natronreihe.

## IX. Das Eruptivgestein von Chryssó Wounó (1).

In meiner früheren Arbeit über Imbros habe ich ein Eruptivgestein aus Chryssó Wounó an der Nordküste der Insel als « Minette » beschrieben.

Die ausführliche mineralogische und chemische Untersuchung des Gesteines hat folgendes ergeben.

Makroskopisch sind in der Grundmasse Biotit- und Pyroxeneinsprenglinge sichtbar. U. d. M. ist leicht zu erkennen, dass die Mineralien der ersten Generation ausschliesslich durch Biotit und monoklinen Pyroxen vertreten sind.

Der Biotit ist häufig in schönen sechseitigen Blättern entwickelt, meist jedoch rundlichlappig und anscheinend korrodiert. Er ist einachsigt. Pleochroismus:  $n_\alpha$  = strohgelb,  $n_\beta = n_\gamma$  = rotbraun. Sehr häufig ist eine Umwandlung zu Chlorit zu erkennen. Der monokline Pyroxen besitzt häufig eine gute Kristallform mit den Flächen (100), (010), (110), (001) und  $(\bar{1}01)$ . Die Körner

(1) Dieses Gestein wird in Diagrammen der Textfig. 1-6 mit B. C. bezeichnet.

sind farblos und ohne Pleochroismus. Eine Unterscheidung zwischen Augit und Diopsid ist nicht möglich.

Die Grundmasse besteht aus kurzprismatischen Pyroxenmikrolithen, die mengenmässig stark im Vordergrund stehen, feinsten manchmal sperrig angeordneten Plagioklasleisten, Orthoklas-mikrolithen und ein wenig Glas. Magnetitkörner, oder Schnitte von idiomorphen Kristallen dieses Minerals sind überall im ganzen Präparat zu sehen. Apatitprismen sind verhältnismässig häufig. Als sekundäre Mineralien treten Quarz (in ziemlich selten klaren unregelmässigen Körnern, Calcit in kleinen Kornhaufen (als Zersetzungsprodukt von Pyroxen) und Chlorit als Umwandlungsprodukt von Biotit auf.

Das Mengenverhältnis beträgt: Pyroxen 15,2%, Biotit 9,3%, Plagioklas 0,5%, Grundmasse 75% (Mittelwert aus 2 Dünnschliffen gezogen). Die chemische Zusammensetzung, der normative Mineralbestand, die magmatischen Parameter und die NICOLI'schen Molekularwerte sind folgende:

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG	NORMATIVER MINERALBESTAND	MOLEKULARWERTE
SiO <sub>2</sub> . . . . 56,82	Q . . . . . —	si . . . . . 163,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . 15,10	Or . . . . . 27,80	al . . . . . 25,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . 2,07	Ab. . . . . 33,54	fm . . . . . 35,1
FeO . . . . . 4,35	An . . . . . 9,45	c . . . . . 19,4
MnO . . . . . 0,11	Di . . . . . 16,81	alk . . . . . 19,7
MgO . . . . . 4,65	Hy . . . . . 0,96	k . . . . . 0,44
CaO . . . . . 6,30	Ol . . . . . 5,48	mg . . . . . 0,56
Na <sub>2</sub> O . . . . . 4,00	Mt . . . . . 3,02	ti . . . . . 1,7
K <sub>2</sub> O . . . . . 4,70	Il . . . . . 1,52	p . . . . . 0,2
TiO <sub>2</sub> . . . . . 0,80	Ap . . . . . 0,34	c/fm . . . . . 0,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . . 0,20	An% . . . . . 22	qz . . . . . — 15,3
H <sub>2</sub> O— . . . . . 0,10	Or/Pl . . . . . 0,64	$\frac{2alk}{al + alk}$ . . . . = 0,86
H <sub>2</sub> O+ . . . . . 0,80	$\Sigma \beta$ . . . . . 28,13	
CO <sub>2</sub> . . . . . —		

Chemismus: yogoitisch; II. 5. 2. 3.

Aus diesen Angaben geht hervor dass das Gestein der Kalireihe angehört.

## LITTERATUR

1. - VIKESNEL — Mémoires Soc. Géol. de France 1844. Sér. 2<sup>e</sup>, tom. I, p. 259.
2. - ENGLISH TH. — *On the Eocene and latter formations surrounding the Dardanelles.* (The Quart. Journal, vol. IX. N. 239, 1904. S. 243-275).
3. - FLETT, S. J. — *Notes on the collection of rocks specimens made by Col. English in Europe, Turkey and Asia Minor.* (The Quart. Journal, vol. LX, N. 239, 1904. S. 276-277).
4. - KTÉNAS, C. A. — *Sur la découverte de l'Eocène et d'un gisement de microgranulite (dacite) à l'île d'Imbros.* (Annuaire de l'Université Nationale d'Athènes, T.I. Athènes, 1915. S. 257-262).
5. - KTÉNAS, C. A. — *Les groupes d'îles de Santorin. Contribution à l'étude des laves tertiaires et quaternaires de la mer Égée.* (Mémoires de l'Académie d'Athènes, tom. A, N. 4, 1935).
6. - KTÉNAS, C. A. et DOUVILLÉ, H. — *Sur la présence de l'Auvervien et du Tongrien à l'île d'Imbros.* (C. R. Sommaires d. séances de la Soc. Géolog. de France, 1920, N. 11. S. 111-112).
7. - DE LAUNAY — *Études géologiques sur la mer Égée. La géologie des îles de Mételin (Lesbos), Lemnos et Thasos.* (Ann. des Min. Tom. XIII, 2<sup>e</sup> livr., 1898).
8. - OGILVIE, A. G. — *Notes on the geography of Imbros.* (The geogr. Journal, vol. XLVIII, N. 2. August 1916. S. 130-145).
9. - ANDREWS, W. — *Fossil Mammals from Salonica and Imbros.* (The geol. Magazine. Dec. VI, vol. V, N. 654, 1918. S. 54).
10. - SONDER, R. A. — *Zur Geologie und Petrographie der Inselgruppe von Milos.* (Zeits. f. Vulkanologie, 8, 1924. S. 181-237).

11. - GEORGALAS, G. C. — *Sur la structure de l'Égée du Nord. Observations stratigraphiques sur l'île d'Imbros.* (Congrès géologique internat., XIII Ses., Bd. 3. S. 1538. Belgique, 1922).
12. - GEORGALAS, G. C. — *Recherches sur la géologie de l'île d'Imbros.* (Publications du Bureau géologique de Grèce, N. 14. Athènes 1926. Auch im Bull. de la Soc. Hellenique de Géographie. Tom. I, 1925, Athènes, 1926).
13. - GEORGALAS, G. C. — *Ueber den Chemismus der Laven der Vulkane von Lichadonissia, Wromolimni und Hag. Ioannis (Kamména-Wourla).* (Praktika de l'Académie d'Athènes. XV, 1940, p. 116-131).
14. - LIATSIKAS, N. — *Beiträge zur Kenntnis der jungtertiären Eruptivgesteine in der Umgebung von Fere (West-Thracien).* (Praktika de l'Académie d'Athènes, 13, 1938. S. 162-176, 314-329 und 470-481).
15. - CONCI, J. — *Le rocce effusive delle isole di Piscopi, Calimno, Pserimo (Dodecaneso-Mar Egeo).* (Memorie dell'Istituto geografico della R. Università di Padova, 8, 1929).
16. - MILLOSEVICH, F. — *Studi petrografici sulle isole dell'Egeo. I. Rocce di Kalymnos e di Kos.* (Rend. R. Accad. Lincei. Roma, 1912, vol. XXI).
17. - WASHINGTON, S. H. — *Chemical Analyses of igneous rocks.* (Prof. Paper N. 99 of the Un. St. Geological Survey. Washington, 1917).
18. - ARABU, N. — *Les nouvelles recherches sur l'ouest de l'Asie Mineure.* (Congrès géologique internat., XIII sess., 1922, Belgique. Bd. II. S. 1097-1110).
19. - BIANCHI, A. — *Le rocce effusive del Dodecaneso (Mar Egeo).* (Bollet. della Soc. Geologica Italiana, vol. XLVIII, 1929. S. 1-49).
20. - LACROIX, A. — *Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine.* (Bull. du Service géologique de l'Indochine, vol. XX, Fasc. 3, 1933).
21. - FREY, R. — *La classification moderne des roches éruptives.* (Notes et Mémoires du Service des mines et de la carte géologique du Maroc, N. 44, Rabat, 1937).
22. - TOMITA, T. — *Variations in optical properties, according to chemical composition, in the pyroxenes of the clinoenstatite-clinohypersthene hedenbergite-system.* (J. Sanghai Sc. Inst. Sect. II. 1. 1934. S. 41-48).



23. - NIGGLI, P. — *Die Magmentypen*. (Schweiz. Min. Petr. Mit. 16, 1936, S. 335-399).
24. - NIGGLI, P. — *Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte*. (Schweiz. Petr. Mit. 7, 1927. S. 116-133).
25. - ESENWEIN, P. — *Zur Petrographie der Azoren*. (Zeits. f. Vulkanologie. Bd. XII, 1929. S. 108-227).
26. - RITTMANN, A. — *Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuvmagmas*. (Zeit. f. Vulkanologie, 1933, Bd. XV. S. 8-94).



TABELLE II  
Chemische Zusammensetzung der untersuchten Laven von Imbros

	Plagioklas- Rhyolithe		Dazit - Dazitoid		Andesit - Doreite			
	Wounó Agridia	Phourki- sménos	Kastri (Hag. Theó- dori)	Arassía	Kastawália	Haghios Athanássios	Nerówigla	Ntámnia Matsouki
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub> . . . .	62,10	61,92	61,30	60,33	58,90	57,80	57,92	56,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	16,75	15,70	14,92	17,60	16,80	18,70	15,30	16,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . .	1,00	4,04	2,34	3,38	2,80	1,43	4,64	3,84
FeO . . . .	3,90	2,32	3,6	2,00	3,00	3,18	3,75	4,36
MnO . . . .	0,10	0,12	0,09	0,21	0,13	0,12	0,09	0,10
MgO . . . .	1,20	2,53	2,73	2,75	2,70	3,05	2,80	2,60
CaO . . . .	5,00	5,05	5,61	4,30	6,50	6,30	6,60	8,40
Na <sub>2</sub> O . . . .	3,80	3,40	3,42	3,50	4,00	3,26	2,80	2,90
K <sub>2</sub> O . . . .	4,05	2,96	2,84	2,96	3,46	3,06	3,30	2,55
TiO <sub>2</sub> . . . .	0,45	0,50	0,49	0,50	0,70	0,53	0,93	0,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . .	0,25	0,10	0,06	0,26	0,21	0,07	0,20	0,18
H <sub>2</sub> O + . . . .	0,83	1,10	1,24	2,04	0,60	1,08	1,20	1,00
H <sub>2</sub> O — . . . .	0,47	0,26	0,12	0,17	0,20	0,20	0,47	0,10
CO <sub>2</sub> . . . .	0,10	—	1,08	—	—	1,22	—	0,25

TABELLE III  
Normativer Mineralbestand und magmatische Parameter der Laven von Imbros

	Plagioklas- Rhyolithe		Dazite - Dazitoido		Kaskawália	Andesite - Doreite		Ntámmia Matsouki
	Wounó Agridia	Phourki- sménos	Kastri (Hag. Theó- dori)	Arassía		Haghios Athanássios	Nerówigla	
	1	2	3	4	5	6	7	8
Q . . . . .	11.70	17.64	16.44	16.08	6.78	10.68	13.08	11.22
Or . . . . .	23.91	17.24	16.68	17.24	20.57	17.79	19.46	15.01
Ab . . . . .	31.96	28.82	28.82	29.34	33.54	27.77	23.58	24.63
An . . . . .	16.68	18.90	16.96	19.74	17.79	23.35	19.46	23.07
C . . . . .	—	—	—	1.33	—	1.43	—	—
{ SiO <sub>3</sub> Ca	2.44	2.20	1.63	—	5.68	—	5.22	6.73
Di { SiO <sub>3</sub> Mg	0.90	1.80	0.90	—	3.80	—	3.80	4.10
{ SiO <sub>3</sub> Fe	1.58	0.13	0.66	—	1.45	—	0.92	2.24
Hy { SiO <sub>3</sub> Mg	2.10	4.50	5.90	6.80	2.90	7.60	3.10	2.40
{ SiO <sub>3</sub> Fe	4.22	0.26	3.70	0.53	0.92	3.96	0.66	1.45
Mt . . . . .	1.39	5.80	3.48	4.87	3.94	2.09	6.73	5.57
Il . . . . .	0.91	0.91	0.91	0.91	1.37	1.06	1.82	1.52
Ap . . . . .	0.67	0.34	—	0.67	0.34	—	0.34	0.34
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	0.20	—	2.50	—	—	2.70	—	0.60
An % . . . . .	34	39.5	37	40	34	46	45	48
Or/Pl . . . . .	0.49	0.36	0.36	0.35	0.39	0.34	0.45	0.31
Σβ . . . . .	14.21	15.94	17.18	13.78	20.40	14.71	22.59	24.35
Q/Pl . . . . .	0.24	0.37	0.35	0.32	0.13	0.20	0.30	0.23
Magmatische Parameter {	(I) II. 4 (5). 2 (3). 3'.	II. 4. 3. (3) 4.	II. 4. 3. (3) 4.	(I) II. 4. 3. (3) 4.	II. 5. (2) 3. (3) 4.	(I) II. 4 (5). 3. 3 (4).	II. 4' 3. 3'.	II. 4 (5). 3. (3) 4



TABELLE IV  
Molekularwerte nach P. NIGGLI

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	c/fm	qz	2alk al + alk	c-(al-alk)	Magmatypen
<i>Plagioklas - Rhyolithe</i>														
1	226,5	36,0	21,4	19,5	22,9	0,41	0,30	1,2	0,30	0,91	+ 35,0	0,77	+ 6,4	normalgranodioritisch/ monzonitsyenitisch
<i>Dazit - Dazitöide</i>														
2	215,0	32,2	30,8	18,8	18,0	0,36	0,42	1,3	0,10	0,61	+ 44,2	0,71	+ 4,6	opdalitisch/normalquarz- dioritisch
3	211,2	30,3	31,2	20,7	17,6	0,35	0,44	1,2	0,08	0,66	+ 40,8	0,73	+ 8,0	normalquarzdioritisch
4	209,0	36,0	29,5	16,0	18,3	0,35	0,48	1,3	0,30	0,55	+ 35,8	0,67	— 1,7	»
<i>Andesite - Doreite</i>														
5	185,6	31,2	27,6	21,9	19,2	0,36	0,46	1,6	0,20	0,79	+ 8,8	0,76	+ 9,9	essexit - akritisch
6	184,0	35,2	26,8	21,5	16,3	0,38	0,53	1,2	0,09	0,80	+ 18,8	0,63	+ 2,6	leukomonzonitisch/ leukotonalitisch
7	181,8	28,3	34,2	22,2	15,1	0,43	0,38	2,1	0,20	0,64	+ 21,4	0,69	+ 9,0	monzonitdioritisch
8	170,2	28,2	31,4	26,9	13,3	0,36	0,37	1,7	0,20	0,85	+ 17,0	0,64	+ 12,0	cumbratitisch

TABELLE V

Die 2alk -, 100 - 2al -, 2(al - alk) -, Ls -, Fs -, Qs -, Az<sup>o</sup> - und Si<sup>o</sup> - Werte der Eruptivgesteine von Imbros und der anderen zum Vergleich herangezogenen Laven

Nr.	2alk	100 - 2al	2(al - alk)	Ls	Fs	Qs	Az <sup>o</sup>	Si <sup>o</sup>
<i>Gesteine von Imbros</i>								
1	46	28	26	0,72	0,12	0,16	0,69	1,18
2	36	36	28	0,63	0,17	0,20	0,68	1,25
3	35	39,5	25,5	0,62	0,19	0,19	0,67	1,24
4	37	28	35	0,69	0,14	0,17	0,67	1,20
5	38,4	37,6	24	0,75	0,20	0,05	0,65	1,05
6	32,6	29,6	37,8	0,74	0,16	0,10	0,64	1,11
7	30,0	43,0	27	0,64	0,24	0,12	0,64	1,13
8	26,6	43,6	29,8	0,64	0,26	0,10	0,63	1,11
<i>Insel Kos</i>								
I	46,2	30,2	23,6	0,73	0,13	0,13	0,68	1,15
II	38,2	37,2	24,6	0,72	0,19	0,09	0,65	1,09
<i>Insel Erimomilos</i>								
III	37	37	26	0,61	0,17	0,22	0,69	1,31
<i>Oxyolithos - L.</i>								
IV'	33	37	30	0,60	0,17	0,23	0,68	1,29
IV''	33	36	31	0,62	0,18	0,20	0,67	1,25
<i>Insel Episkopi</i>								
V	31	39	30	0,70	0,22	0,08	0,64	1,08
<i>Umgebung von Fere</i>								
VI	32	43	25	0,65	0,23	0,12	0,65	1,14
VII	28	41	31	0,69	0,25	0,06	0,62	1,05
<i>Perghamos (Kleinasien)</i>								
VIII	38	30,6	31,4	0,65	0,14	0,21	0,69	1,25
<i>Karatas (Smyrne - Kleinasien)</i>								
IX	38	22,6	39,4	0,69	0,11	0,20	0,68	1,25
<i>Pagosberg (Smyrne - Kleinasien)</i>								
X	35,4	38,8	25,8	0,68	0,20	0,12	0,66	1,14

TABELLE VI

Molekularwerte (nach P. NIGGLI) der Laven von den Inseln Kos, Erimonilos, Episkopi und der anderen zum Vergleich herangezogenen Laven.

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	ng	ti	p	c:fm	qz	$\frac{2\text{alk}}{\text{al}+\text{alk}}$	Magmatypen
<i>Insel Kos</i>													
I	222	34,9	24,6	17,4	23,1	0,38	0,51	—	—	0,70	+29,6	0,79	monzonitsyenitisch/normalgranodioritisch
1	193	31,4	26,8	22,7	19,1	0,38	0,37	—	—	0,84	+16,6	0,75	si-monzonitisch/essexitakeritisch
<i>Insel Erimonilos</i>													
III	224	31,5	29,5	20,5	18,5	0,32	0,46	—	—	0,71	+50	0,74	normalquarzdioritisch
<i>Insel Episkopi</i>													
V	175	30,5	30,4	23,7	15,3	0,38	0,63	0,8	0,2	0,78	+13,8	0,66	tonalitisches/normaldioritisch
<i>Oxyolithos — L.</i>													
IV'	214,8	31,4	31,9	19,9	16,5	0,33	0,59	1,6	0,18	0,62	+48,8	0,68	normalquarzdioritisch
IV''	207,1	32,2	31,3	20,1	16,3	0,32	0,57	1,1	0,26	0,64	+41,9	0,67	normalquarzdioritisch
<i>Umgebung von Fere</i>													
VI	186	28,5	32,5	23	16	0,28	0,54	1,1	0,1	0,71	+22	0,71	normalquarzdioritisch
VII	185	29,5	33,5	23	14	0,37	0,45	1,7	0,1	0,69	+9	0,64	tonalitisches
<i>Perghamos (Kleinasion)</i>													
VIII	221,7	34,7	29,4	16,9	19,0	0,26	0,53	—	—	0,57	+45,7	0,70	normalquarzdioritisch
<i>Karatas (Smyrne — Kleinasion)</i>													
IX	220,2	38,7	25,9	16,4	19,0	0,46	0,54	—	—	0,63	+44,2	0,65	normalgranodioritisch
<i>Pagosberg (Smyrne — Kleinasion)</i>													
X	195,3	30,6	31,4	20,3	17,7	0,45	0,45	—	—	0,64	+24,5	0,73	opdalitisch





C. GEORGALAS — Beiträge zur Kenntnis einiger jungtertiärer Eruptivgesteine der Insel Imbros.



Abb. 1. Die Insel Imbros, P = Das Dorf Panagia, — T = Hagii Theódori, — NM = Ntámnia Matsouki, — Pt = Petinari, S = Skinoudhi, — B, C, = Chryssó-Wounó.



C. GEORGALAS — Beiträge zur Kenntnis einiger jungtertiärer Eruptivgesteine der Insel Imbros.



Abb. 2 Der Berg Wound Agnidia. E = Plagioklas-Rhyolith. — P = Plagioklas-Rhyolith. — R = Plagioklas-Rhyolith. — A = Das Dorf Agnidia.  
ol = Oligozän. — al = Alluvium.





C. GEORGALAS — *Beiträge zur Kenntnis einiger jungtertiärer Eruptivgesteine der Insel Imbros.*

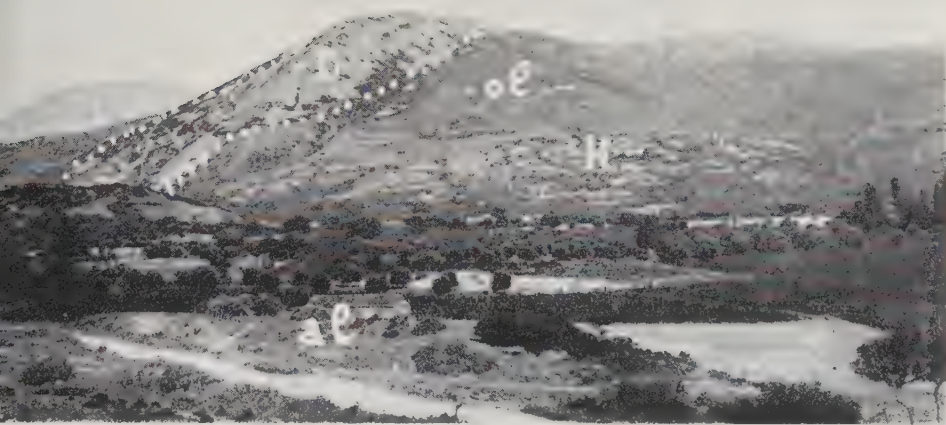


Abb. 3. Der Berg Kastri. Eine Dyke von andesinischem Dazit. — D = Andesinischer Dazit. — ol = Oligozän. — al = Alluvium. — H = Das Dorf Haghiu Théodori.



Abb. 4. Der Berg Arassía. Ein «Plug» von andesinischem Dazit. — D = Andesinischer Dazit. — ol = Oligozän. — al = Alluvium.





Abb. 5. Lavadecken mit Tuffen und vulkanischen Konglomeraten und B



en zwischen Alyki und Peteinari (SO/er Teil der Insel).





Abb. 6. ol = Oligozäne Schichten mit *Cyrena semistriata* und Lignitflözen (lg) bei Plaka.

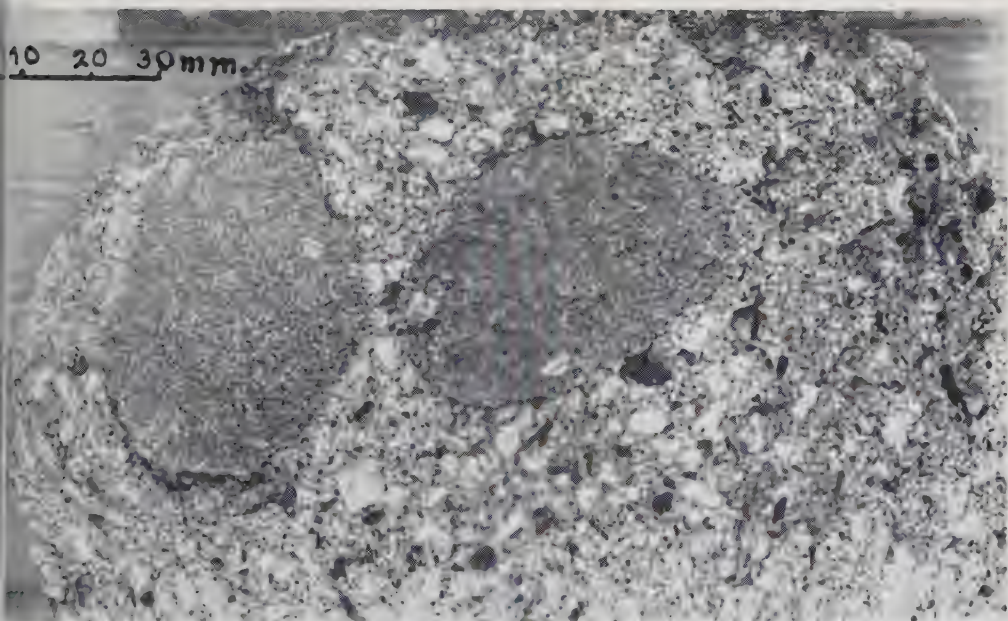


Abb. 7. Einschlüsse von andesinischen Andesite (a) mit Augit im Plagioklas-Rhyolithe von « Wounó Agridia ».



# TAKESHI MINAKAMI

EARTHQUAKE RESEARCH INSTITUTE, TOKYO UNIVERSITY

---

(With 17 figures)

## Report on the Volcanic Activities in Japan during 1939-1947.

Brief descriptions of the volcanic activities in Japan during 1939-1947, and the outline of their geophysical studies conducted in this period are given in this report. Although most of the active volcanoes in Japan erupted in this period, the activities of Volcanoes Usu, Miyake-sima, Tori-sima, Asama and Sakura-sima were more remarkable in their scale. Investigations and researches on these volcanoes were conducted by the staff of Earthquake Research Institute, Meteorological Observatory and several other Universities. The geographical positions of these volcanoes that erupted during the period are shown in the map (Fig. 1).

### I. — The Activity of Volcano Usu during 1944-1945.

According to the ancient chronicle, Volcano Usu erupted four times up to the year 1853, namely, in July 1662, December 1768, November 1822 and March 1853. All these eruptions occurred on the upper part of the southern somma about 300-400 m above sea-level. While active in November 1822, a large volume of mud and detritus was ejected from explosion-craters and buried villages situated on the slope of the mountain.

A complete and comprehensive report on the eruption of July-August 1910, was submitted by the late Prof. F. OMORI. According to his report, severe earthquakes lasting four days were followed by violent explosions from newly opened craters at the northern foot of the volcano. On the other hand, the ground surrounded by these craters rose rapidly during August-November

1910, and attained a height of 160 m above the surrounded area. In this eruption, as in the previous one, ejecta were only detritus, mud and muddy ash, and neither new lava nor incandescent bomb was found. Since that eruption, no information of the seismic and volcanic activities related the Usu volcano was available for the subsequent 34 years.

The present activity started on December 27, 1943, with numerous series of severe earthquakes which were most strongly felt during the period December 1943-January 1944, by the people at Doya Hot Spring located at the north-western foot of the volcano. But, as soon as the seismic activity at the north-western foot of the volcano ceased in February 1944, a great number of extremely shallow earthquakes occurred at the eastern foot of the volcano, in vicinity of Yanagiwara and Fukaba, villages shown on the map (Fig. 2), and simultaneously the ground near the epicentres which was 50-70m above sea-level, began to rise with great rapidity as seen in Fig. 3 and Fig 4. As the result of this rise, numerous cracks and fissures occurred on the earth's surface. Roads, railways, canals, the Osaru River and its tributaries were running from north to south through the rising area. Due to remarkable upheaval and huge cracks of the earth's surface, these roads, canals, rivers and railroads were cut at several points rendering the stricken area impassible.

To study the topographical deformation, over 40 levellings along the eastern foot of the volcano were carried out during the period between March 1944 and August 1945. The summarized results of these levellings are illustrated in Fig. 3 and Fig. 4; in which the one shows the daily upheaval rate of the ground along the levelling route measured in 24 periodic intervals; and the other the total rise in five periodic intervals. In addition to these levellings, triangulations, tilt-observations and extensometric surveys at various points in and around the area were carried out for accurate study of the topographical deformation prior to and in the course of the present eruption.

After the seismic activities and the remarkable upheaval lasting six months, the upheaval at the centre of the rising area reached about 50m on June 23, 1944, when at last the first explosion took place near the centre of the rising area. The explosions

lasted till the end of November, 1944, particularly, the eruptions of June 23 and 28, July 1, 3 and 11, and August 1 and 5 were remarkable in their volume of ejecta, as shown in the following.

These ejecta thrown out by the explosive eruptions during the period June-November were only detritus, mud and muddy ash, but no incandescent lava-fragment was found.

Date	Volume of ejecta
June 23	$4 \times 10^5$ tons
» 28	$1 \times 10^5$ »
July 1	$2 \times 10^6$ »
» 3	$1 \times 10^6$ »
» 11	$8 \times 10^5$ »
Aug. 1	$1.6 \times 10^6$ »
» 5	$3 \times 10^5$ »

Although explosive eruptions ceased entirely early in December 1944, upheaval of the area and earthquakes did not cease until the autumn of 1945. As soon as the explosive eruptions came to an end, incandescent lava came in the former crater accompanied by numerous earthquakes of peculiar type, as seen in the seismogram in Fig. 5. The earthquakes of this type not only resembled each other in the form, but also every phase of the seismic waves of an earthquake corresponded to those of the others.

After the viscous lava filled the crater, it rose higher than the brim of the crater without over-flowing. At any rate, the present lava dome hardly took seven months to height of 50m above the crater. The investigations of the lava dome revealed spines that had longitudinal striations on their surface similar to the spines found on the lava dome of Mont. Pelée in 1902. On July 20, 1945, the center of the rising area reached 200m in upheaval and the top of the lava dome was about 50m higher than the former. The photographs in Fig. 6 show four stages of growth of the new mountain seen from the same spot. On the basis of



its colour, the temperature of incandescent lava on the lava dome was estimated at 900-1000° C. on July 20, 1945.

During July to September 1944, a component of micro-seismograph was set at five temporary stations around the volcano, one of which set at the station on the north-western foot operated during March 1944 to July 1945. On the basis of these seismograms at the five stations, positions of hypocentres of these earthquakes were studied. The geographical distribution of hypocentre of the earthquakes during July 1944 found as a result of this study, is illustrated on the map (Fig. 7). As the map indicates clearly, no earthquake occurred at the northern foot of the volcano, where in 1910, many a number of crater appeared. In addition, we can say that these hypocentres in the western side of the volcano are deeper on the average than those in the eastern side. As already described, severe earthquakes took place almost beneath the western side of the mountain at the outbreak of the present activity. Though impossible to show precisely in the map, many a number of the extremely shallow earthquakes less than 0.5km in depth concentrated in the rising area.

On the basis of these seismometric and geodetic studies, and from various observations conducted on the present activity, it may be concluded that the present activity was caused by the intrusion and extrusion of the viscous lava. In other words, juvenile lava at the depth of 2-3km under the volcano, was intruded in the upper crust near the eastern foot of the volcano and extruded on the earth's surface. Whereas, intrusion and extrusion of the lava which is such highly viscous as the one of the present Usu, are possible only by the great pressure. Owing to such high pressure acting to the earth's ground of the volcano throughout the period of intrusion and growth of the new lava dome, numerous earthquakes and the large scale upheaval of the ground took place during this period. In the consequence, it may be said that the nature of new lava, specially, its viscosity is closely related with the seismic activity of the volcano, the explosive activity, the topographical deformation and other volcanic phenomena.

Finally, the result of chemical analysis of two specimens of the new lava collected from the lava dome, is added as follows;

	(A)	(B)
SiO <sub>2</sub>	69.74	68.60
TiO <sub>2</sub>	0.45	0.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.59	15.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.52	1.91
FeO	2.59	2.15
MnO	0.08	0.31
MgO	0.85	0.99
CaO	3.65	4.37
Na <sub>2</sub> O	3.43	3.83
K <sub>2</sub> O	1.36	1.29
H <sub>2</sub> O +	0.67	
H <sub>2</sub> O —	0.23	0.51
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.18
Total	100.36	99.93

## II. — The Minor Activity of Volcano Komaga-dake of November 1942.

On November, 16 and 18, 1942, Volcano Komaga-dake, in Hokkaido, erupted though it was on a smaller scale than the catastrophic activity of June 1929. In the present activity, a large fissure 2000m long and 20-30m wide opened in the summit crater and fragmental materials of fresh lava were thrown out from the fissure with detritus and large amount of vapour. The ejecta of small size which reached nearly 8000m above the summit, went away to the eastward by the upper winds and was distributed not only on the ground of the eastern skirt of the volcano, but also on the Pacific Ocean.

## III. — The Mud Eruption of Volcano Kuri-koma in 1944.

During November and December, 1944, Volcano Kuri-koma showed a small scale mud-eruption in the summit crater. The ejected mud in which sulphur was much in evidence was washed down by the rain into the rivers at the foot of the volcano. Therefore, the river water was remarkably acidic during November 1944 to April 1945, this resulted in serious damage to fisheries and agriculture.

#### **IV. — The Explosive Activity of Volcano Kusatu-Sirane in February 1942.**

The Kusatu-Sirane volcano did not eject juvenile lava but did eject detritus, mud and sulphur in eruptions of our historical time.

Since the activity of March 1939, the amount of vapour with sulphuric-oxide gas from the top crater (Y-crater), gradually decreased. Investigations made on April 1941, showed that many fumaroles at the bottom of the explosion-crater were buried underneath ash and sand, and the volume of the vapour was small. Before the explosion of February, 1942, the volume of vapour had been rapidly decreasing.

The position of the present explosion craters differ from the previous ones. A large number of new explosion crater appeared like fissures on the southern central cone of the Y-crater and M-crater and on the northern foot. On the basis of the amount of ejected materials and their initial velocity, the magnitude of the present activity was very much smaller than those of the previous one, although the area covered by the new explosion-craters was very wide. However, from the recent history of the activity of Volcano Kusatu-Sirane, there were no explosion-craters on the northern side of the Y-crater, the most remarkable phenomenon in the present activity. The Fig. 8 represents the positions of explosion-craters in the recent activities in 1932, 1937-1938 and 1942.

#### **V. — The Recent Activity of Volcano Asama.**

In the recent years, andesitic volcano Asama, is remarkable for its typical Vulcanian activity. According to the statistical study of its activities in our historical time, the explosive activity of Asama has come round with various periods of several months-several years, and every activity has lasted from one to several months. In the recent activities which accompanied several hundred explosions, incandescent lava-blocks, bombs, lapilli and ash have been ejected, however, the magnitude of the explosions, that is the amounts of ejecta and their ejecting velocities, are

quite variable. In the case of the furious explosions, such as the one in June 7, 1938, the ejecta of  $3-5 \times 10^5$  tons in the total amount, were thrown out from the crater within few minutes with the velocity of more than 200m/sec.

During the period of 1935-1943, it may be said that the Asama volcano was generally active, although that active state alternated with the inactive one every 2 to 5 months. After this period the activity went into recess, and during January 1944 to May 1947, even a small explosion did not appear. But it revived its activity in June 1947, and these explosions on July 6 and August 14 were so violent that the total ejecta amounted to about  $5 \times 10^4$  tons for the former explosion and about  $3-4 \times 10^5$  tons for the latter. According to the investigation just after these explosions, it was found that they broke out on the eastern corner of the crater bottom and the ejecta was thrown out at that point. As the result of this, most of ejecta of large size, that is lava blocks and bombs, fell on the western flank of the volcano. However, smaller fragments, that is lapilli and ash with vapour and gases went vertically high up to about 7-9km above the crater, and then fell on the eastern districts, carried by the west wind of the upper air.

The temperature of the lava blocks and bombs was measured at about  $1000^\circ \text{C}$ . at the moment of the outburst and not so much less than  $1000^\circ \text{C}$ . when they reached the ground. Owing to falling of these lava blocks of such high temperatures, there broke out fires on the fields of the western side of the volcano. Some of these lava blocks fell on the cottage of the old Volcano Observatory which was located at Yunotaira, 2.5km south-westwards from the crater, and the whole structure was destroyed by the fire.

The map (Fig. 9) shows spots of ejection on the crater floor in the violent explosions on April 20, 1935, and June 7, 1938, and August 14, 1947, and the geographical distributions of lava blocks and bombs whose sizes are larger than 1m in diameter. As seen on the map, the forms of these geographical distributions of the ejecta, depend mostly on the point of ejection or the lava-floor in the crater. According to investigations of the position of numerous explosions on the crater floor during the last ten years,

they were spotted on the line which runs east and west passing through the center of the crater floor, and this fact was confirmed by the distributions in the bomb-area in the recent explosions as shown in Fig. 9. Consequently, this phenomenon shows nothing but the existence of a fissure lying in the east-west direction nearly through the center of the crater.

Levelling route passes on the summit, the eastern and the southern flanks, and the southern skirt of the volcano. These bench marks established in 1935 were checked in 1939. As the result of the surveys, it was made clear that the south-western side of the present crater upheaved (we surveyed 4cm upheaved at the spot about 2km south-westwards from the crater), and the eastern flank and the foot of the volcano sank slightly during the period 1935-1939. Notwithstanding, however, the first and the second sommas at the western side of the present crater, there exists no somma at the other sides. Therefore, the geographical distribution of the present deformation as shown in Fig. 10 gives the interesting suggestion for the very fact of existence of these sommas only at the western side.

On the other hand, volcanic earthquakes and pulsation, tiltings of the earth's surface and the variations of the earth-current and the geomagnetic field have been observed continuously since 1934 at Asama Volcano Observatory. As the result of the tilt observation, it was found that there is close correlation between a remarkable tilt of the earth's surface and the volcanic activity, and that every active period lasting several months occurred one or two months after the appearance of the remarkable tilt. Therefore, so far as the Asama volcano is concerned, it is sufficient enough to forecast the occurrence of a violent explosion and its magnitude one after the other by the continuous observation of tilt. In order to show the relation between two phenomena, remarkable tilt and explosions followed by it in the period of 1947, are illustrated in Fig. 11, with numbers of micro-earthquakes of volcanic origin in this period.



## VI. — The Eruption of Volcano Mihara, Oo-sima Island on August 1940.

Volcano Mihara, basaltic volcano, became active on the morning of August 18, 1940, that is, thirty-eight days after the beginning of the violent eruption of Miyake-sima.

A large fissure opened in the solidified lava floor in the crater accompanied by ejections of incandescent bombs that rumbled and emitted vapour, and lasted throughout the 18th.

The features of the eruption were of the Strombolian type.

The Volcanic pulsations caused continuously by numerous small explosions of the typical Strombolian type were recorded on seismographs.

## VII. — The Eruption of Miyake-sima during July and August, 1940.

Since the eruption on July 3, 1874, the Miyake-sima island, a basaltic volcano, one of the seven Izu islands, had been inactive.

At about 8 p. m. on July 12, 1940, Miyake-sima erupted with a side crater on its north-eastern flank. As the result of the present flank eruption, that lasted about 23 hours, the new parasitic cone 70 meters above sea level, and two lava-flows appeared on the fissure along the north-eastern flank. The new parasitic cone is constructed by the stratification of lapilli, bombs and lava-flows in its base.

As soon as the eruption of the flank occurred, the summit crater emitted vapour with muddy ash and this lasted about ten days in the same intensity. On July 22, in substitution for emission of the vapour and ash from the summit crater, the Strombolian type eruption occurred in the same crater every few seconds with bombs and lapilli, which lasted for about three weeks.

Although on August 20, the seismic activity and the summit eruption almost came to an end, several cinder cones in the summit crater and a small scale of lava-flow near it appeared as the result of the summit eruption. On the basis of investigations of the distribution of new ejecta, their total volume was estimated at about fifty millions tons ( $5 \times 10^7$  tons).

On July 14, two days after the commencement of the present eruption, seismographs of various types for the purpose of the observation of the volcanic earthquakes and volcanic pulsations were set and operated at several places in the island. As the result, these seismographs recorded not only a number of the shallow earthquakes that occurred 2-5km deep under the summit, but also volcanic pulsations caused by the Strombolian eruptions in the summit crater. At the same time as the seismometric observations, observations of variation in the earth-current and the geomagnetic field were made. Through these observations, it was made clear that the vertical intensity and dip of the geomagnetic field decreased remarkably and rapidly in the course of the present activity. In addition, the magnetic studies on the development of the magnetization of the new lava-flow, which cooled down gradually from the high temperature of about  $1000^{\circ}$  C., were carried out not only by observations of variations in the magnetic field near the lava-flow, but also by experimental works in the laboratory regarding the magnetic properties of lava specimens. As the result, it was made clear that the new lava-flows were magnetized by the intensity of  $2.5 \times 10^{-2}$  c. g. s. at the temperature of  $300^{\circ}$  C., that is, the Curie point.

On the basis of flowing velocity of the lava-flow, its viscosity at the temperature of about  $1000^{\circ}$  C. was estimated at  $10^5$ - $10^6$  c. g. s., which is nearly the same as that of Oosima lava.

In order to know the topographical deformation caused by the present activity, the triangulation covering the island was carried out soon after the eruption by the Land Survey Department. From the comparison with the previous survey in 1912, the present triangulation brought out clearly that the ground of the island displaced horizontally 108cm-5cm away from the newly opened fissure, as seen in the map (Fig. 13). With respect to the vertical displacement of the ground, all the triangulation-points in the island sank 79cm-15cm but the one near the new parasitic cone only upheaved 2cm (Fig. 14).

Concerning the geological and petrological studies of the present eruption, the writer does not touch in this report but the result of chemical analysis of two lava-specimens taken from the new lava-flow and the new parasitic cone, are:

	(a)	(b)
SiO <sub>2</sub>	56.07	53.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.27	14.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.48	5.35
FeO	10.05	3.98
MgO	2.57	3.82
CaO	8.34	9.97
Na <sub>2</sub> O	2.45	1.76
K <sub>2</sub> O	0.34	0.46
H <sub>2</sub> O (+)	0.01	0.01
H <sub>2</sub> O (—)	0.02	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.32
MnO	tr.	tr.
Total	99.93	100.13

#### VIII. — The Submarine Eruption in the Fuji (Huzi) Volcanic Zone.

On January and February 1946, the eruption occurred in the sea between Hatizyo-sima-island and Tori-sima-island, ( $\varphi = 31^{\circ}56'$  N,  $\lambda = 140^{\circ}0'$  E). On February 26, a new volcanic island caused by ejecta was 50m high above sea-level and about 200m in length. But soon after that date, the island was destroyed by sea waves, and disappeared.

#### IX. — The Explosive Activity of Tori-sima in 1939.

The Tori-sima, volcano-island, had been inactive since the catastrophic eruption in 1902. On August 18, 1939, in the northern part in the crater formed in 1902, it began to erupt and cinder-cone appeared in the crater. At the same time, new lava-flow which welled from the fissure at the north-western crater-wall, went down to the northwestern beach and filled up the Hyogo-bay (Fig. 15).

On October 3, 1939, another lava-flow which welled from a fissure at the north-eastern crater-wall, went down to the Chitose-bay. In the present eruption, there are several evidences of the topographical deformation, but no topographical survey has been made.

### X. — The Activity of Volcano Aso during 1939-1947.

Volcano Aso has been active throughout the period from 1939 to 1947, though they were small scale of the Strombolian type eruptions in the First crater, that is, one of the craters on the central cone.

In recent eruptions of the volcano small incandescent fragmental lava and ash were ejected around the crater. The volcanic activity was more remarkable in the following periods than the others.

Year	Active period
1939	June, December
1940	May-December
1941	January-March, August, October
1942	February, June-September, December
1943	January, June-December
1944	January, February
1945	June
1946	April-July, October, November
1947	May-October, December

Among these active periods, the eruptions during May-July, 1947 are most remarkable and emitted a large volume of ash which resulted in the damage of vegetation near the volcano.

### XI. — Recent Activities of Volcano Sakura-sima.

On October 26, 1939, Sakura-sima (jima), an andesite volcano, erupted on the eastern flank of Minami-dake, the main cone, about 300m below the top crater, where a crater, about 25m in diameter, was newly opened. Incandescent lava blocks, and bombs together with smaller lava-fragments and vapour, were ejected around the new crater. As the spot of the new crater was on the steep slope of the flank, ejecta of lava-blocks with vapour were descended as a hot volcanic avalanche, that is, small scale

of nuée ardente, from the crater to the skirt, about 700m in the distance.

The activity lasted about two weeks during which period explosions occurred more than 200 times, and 44 small earthquakes were recorded by the seismographs at Kagoshima 11km distant from the crater.

On April 28, 1941, an explosion occurred in the same crater of 1939. In the explosion, the incandescent lava was ejected in the form of bombs and lapilli with a violent detonation. A number of explosions occurred during May and June of the same year.

On July 16, 1942, an explosion occurred in the same crater as the former, with ejecta of bombs, lapilli and ashes.

After this explosive eruption, the volcano was comparatively calm till the first part of March, 1946, when the volcano became active again. On the 10th of March, at the former crater on the eastern flank the explosive eruptions occurred and gradually increased their intensity up to March 20, and lasted until the end of May. Incandescent lava welled at the moment of explosion which broke out every few seconds. During March 10-April 10, the lava-flow went down to the eastern foot of the volcano with a velocity of about 200m/day. At the flank of the volcano, the lava-flow was divided into two streams, one went straight down towards the eastern direction to the sea-side, and the other turned towards the south and flowed to the beach. As the maximum temperature of new lava at the front of flow measured was about 950°C, the temperature of it at the moment of ejection would be a little more than 1000°C. (Fig. 16).

The viscosity of new lava at 950° C. was about  $10^{10}$  c. g. s. which was calculated from the following data; the velocity of lava-flow (200-300m/day), inclination of mountain-slope (14°) and mean thickness of lava-flow (30m).

During March and April of the present activity, the seismometric, geodetic, geomagnetic and acoustic studies were carried out at the Sakura-sima island. The seismic activity was not remarkable prior to and in the course of the present eruption, but volcanic pulsations caused by explosions were recorded by micro-seismographs at all the ground in the island. At several spots on



the island, tilting of the ground was measured by the precise level. There appeared no remarkable variation in the geomagnetic field caused by the present activity in the island but near the new lava-flow.

The result of chemical analysis of new lava is shown in the following, which coincides almost with the lava of 1914.

	(a)	(b)
SiO <sub>2</sub>	61.26	61.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.14	16.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.88	2.42
FeO	4.71	4.84
MgO	2.77	2.69
CaO	6.80	6.62
Na <sub>2</sub> O	2.65	2.81
K <sub>2</sub> O	1.46	1.41
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.21	0.17
H <sub>2</sub> O <sup>—</sup>	0.09	0.16
TiO <sub>2</sub>	0.74	0.72
MnO	0.14	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.20
Total	100.03	100.25

## FIGURES



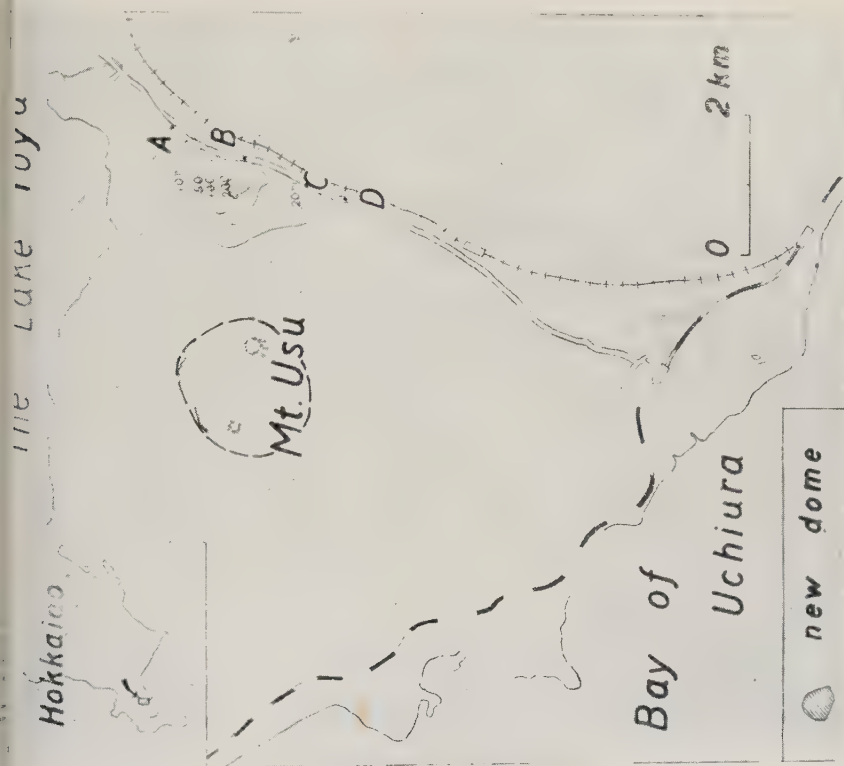


Fig. 2. - Geographical map of Volcano Usu and position of the new mountain.

B: Fukaba - C: Yanagiwara.

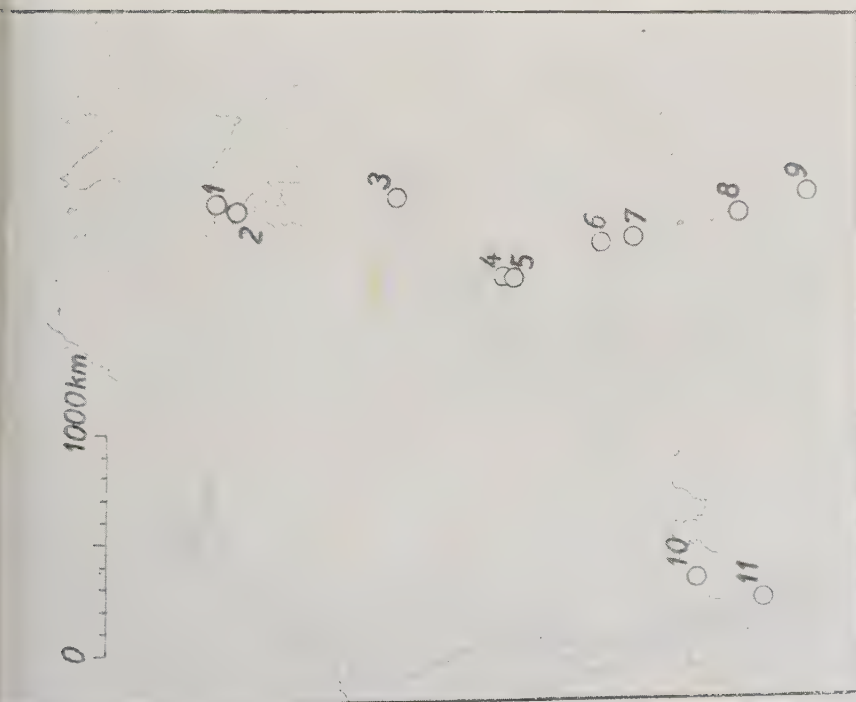


Fig. 1. - Geographical positions of the volcanoes being active in the period 1939 - 1947.

1: Usu. - 2: Komagadake. - 3: Kurikomadake. - 4: Kusatu-Sirane. - 5: Asama. - 6: Oo-sima. - 7: Miyake-sima. - 8: Submarine eruption. - 9: Tori-sima. - 10: Aso. - 11: Sakura-sima.





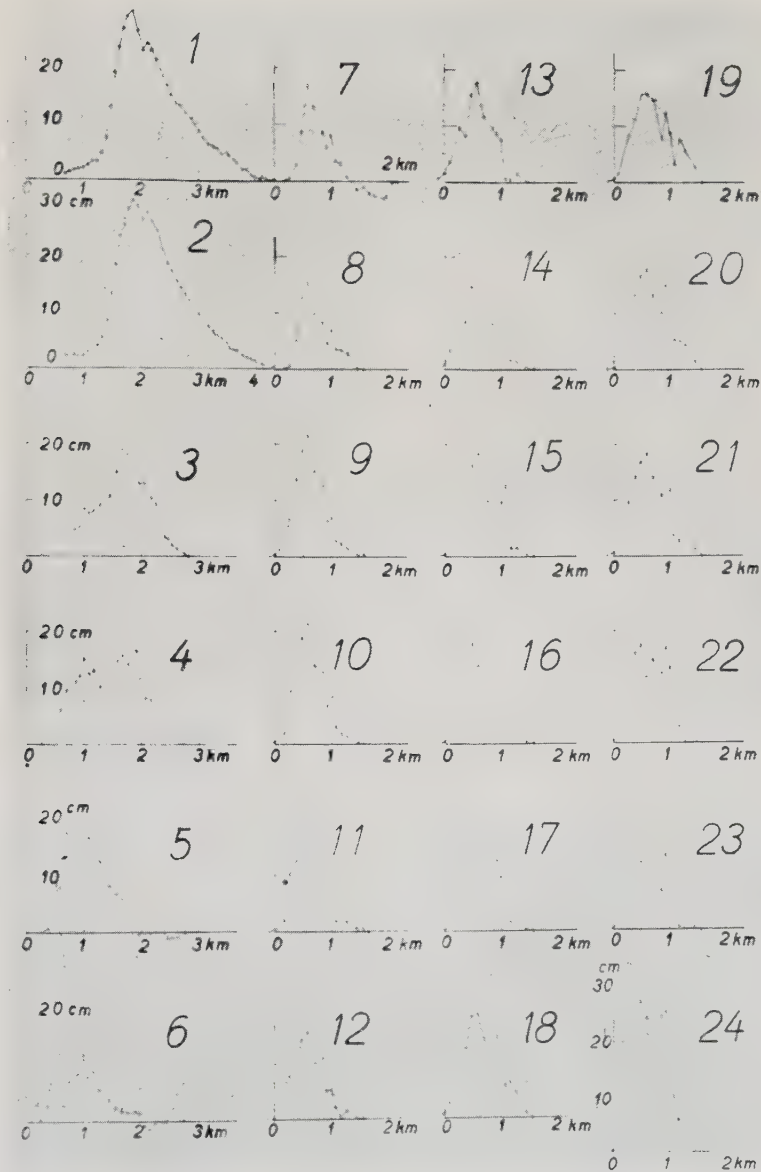


Fig. 3. - Daily rates of upheaval at the eastern foot of the Usu volcano.

1: Mar. 18 (1944) - 2: Apr. 4 - 3: Apr. 27 - 4: May 12  
 5: May 30 - 6: June 16 - 7: June 24 - 8: July 13 - 9: Aug. 29  
 10: Sept. 16 - 11: Oct. 4 - 12: Oct. 27 - 13: Nov. 10  
 14: Nov. 23 - 15: Dec. 8 - 16: Dec. 31 - 17: Jan. 9 (1945)  
 18: Jan. 21 - 19: Feb. 3 - 20: Feb. 17 - 21: Mar. 4  
 22: Mar. 19 - 23: Apr. 29 - 24: May 16.



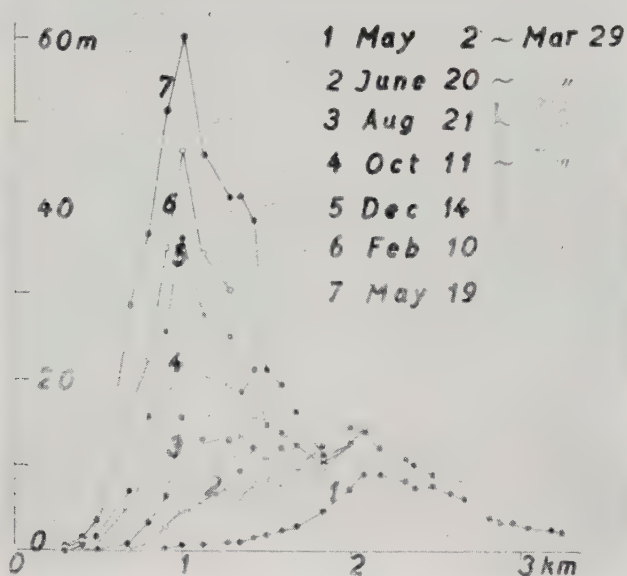


Fig. 4. - Upheaval at the eastern foot of the Usu volcano during 1944 - 1945. Levelling route (A, B, C, D) is shown in Fig. 2. Curves 1, 2 : rise of the ground appeared prior to the eruption.

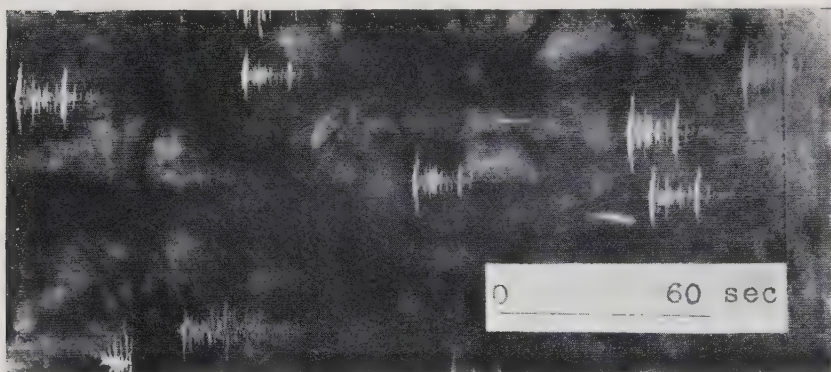
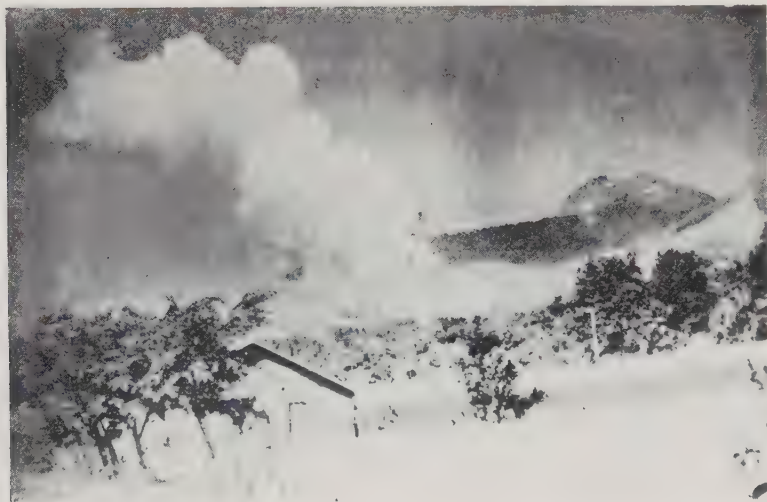


Fig. 5. - Seismogram of the earthquakes occurred at the growing stage of the lava dome.





(a)



(b)

Fig. 6. - Growth of the new mountain. Photographs seen from the same spot.

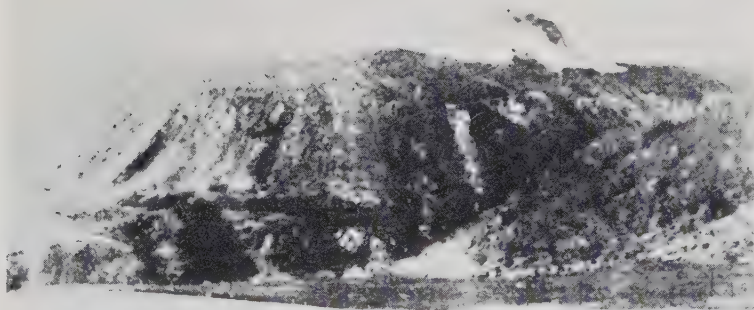
(a): June 30, 1944. - (b): August 10, 1944.







(c)



(d)

Fig. 6. - Growth of the new mountain.

(c) : October 5, 1944. - (d) : July 10, 1945.



TAKESHI MINAKAMI - Report on the Volcanic Activities in Japan during 1939-1947.

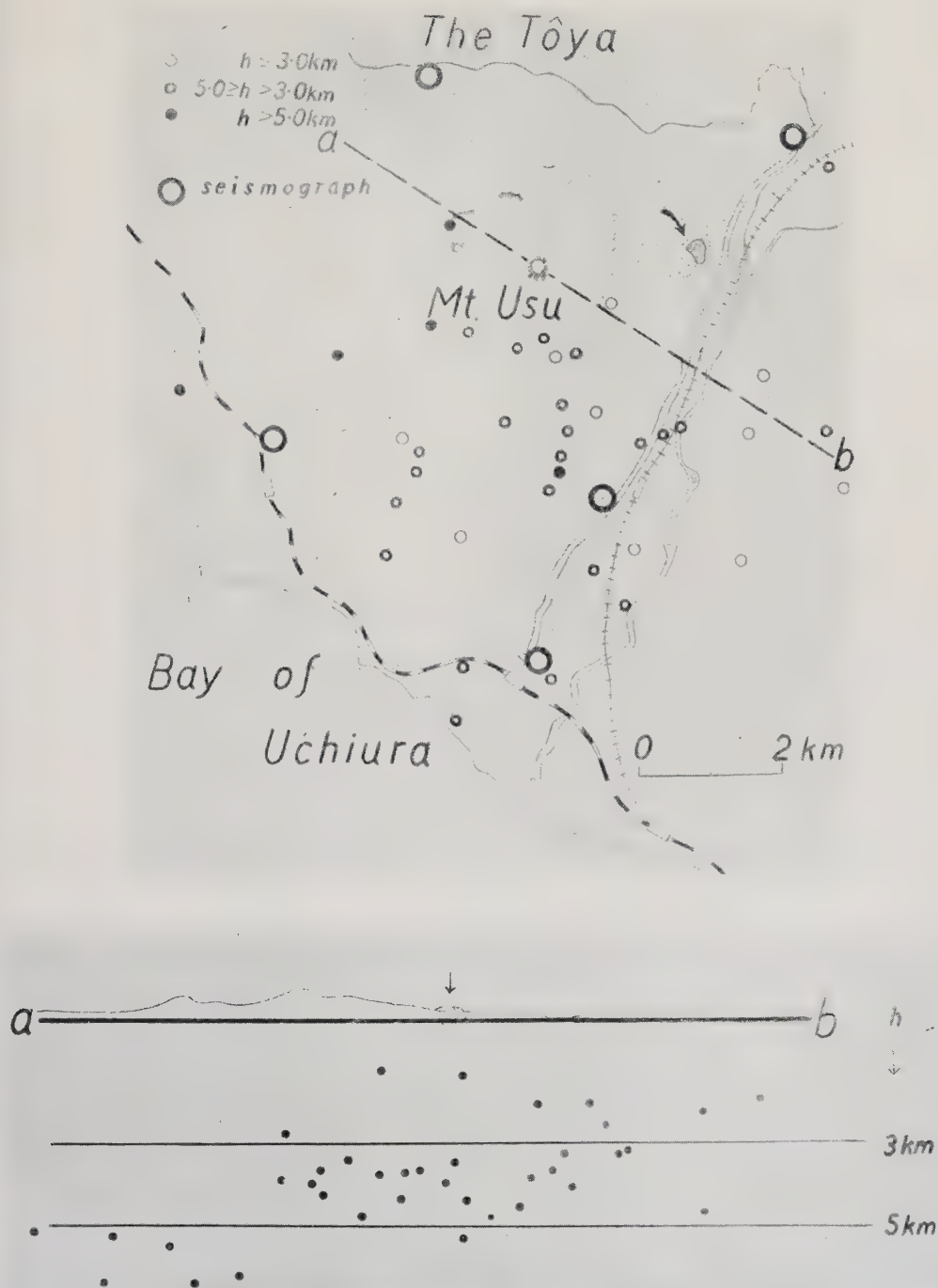


Fig. 7. - Geographical distribution of epicentres of the earthquakes occurred during July 1944, and depth-distribution of hypocentres projected on the vertical plane passing through ab line in the map.





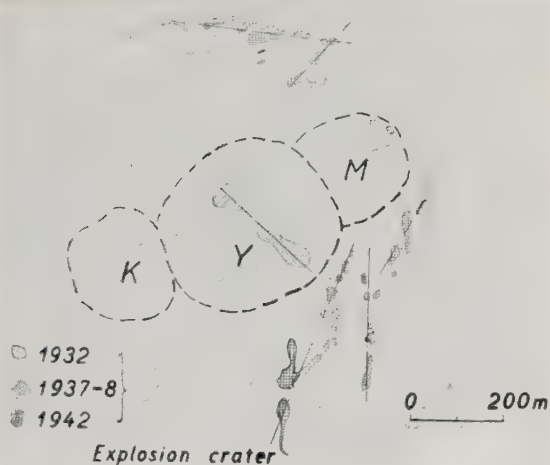


Fig. 8. - Positions of new craters in the recent activities of Volcano Kusatsu-Sirane.

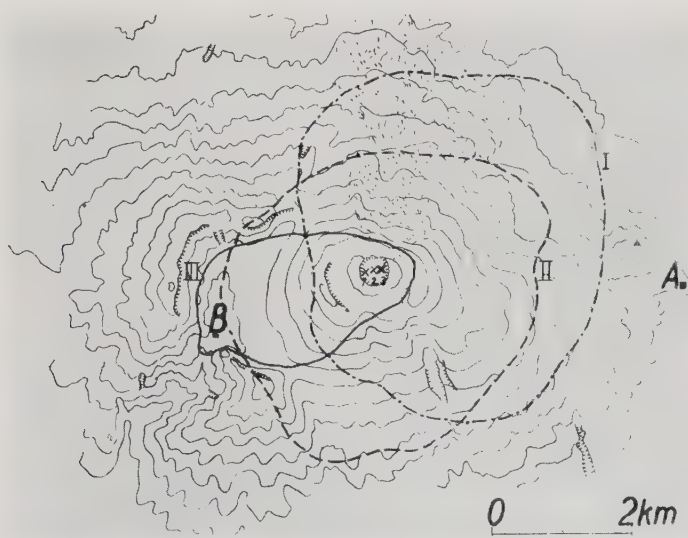


Fig. 9. - Bomb-areas of the explosions of Volcano Asama and the positions of these explosions on the crater-floor.  
 1: April 16, 1937. - 2: April 20, 1935. - 3: August 14, 1947.



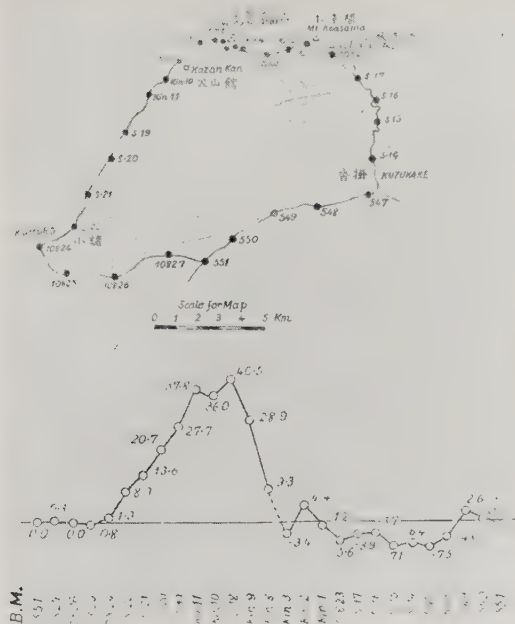


Fig. 10. - Topographical deformation of Volcano Asama during 1935-1939. (unit = mm.)

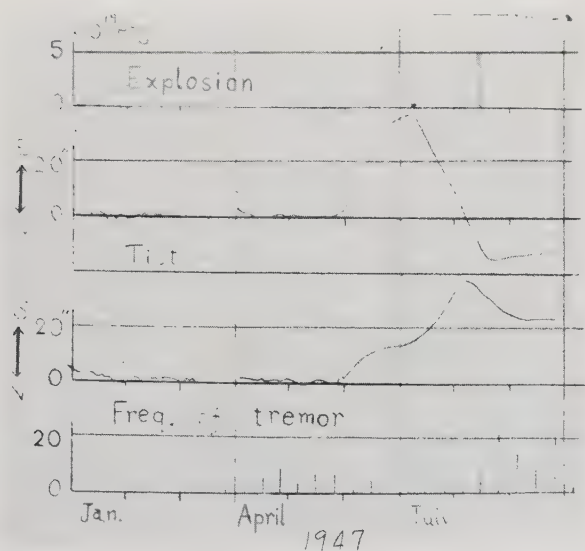


Fig. 11. - Marked tilt of the earth's surface and frequencies of micro-earthquakes during Jan. - Sept., 1947.



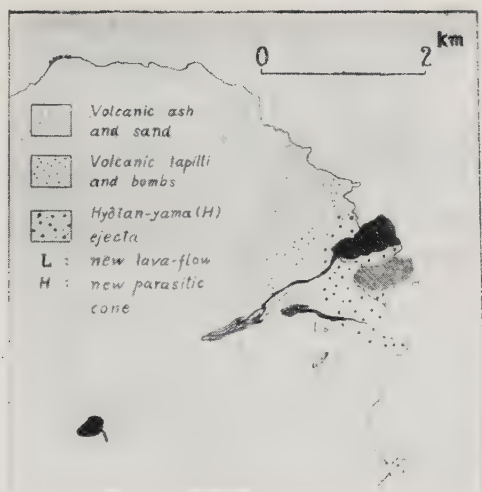


Fig. 12. - Distribution of ejecta in the Miyake-sima activity during July - August, 1940.



Fig. 13 - Horizontal components of the topographical deformations caused by the present activity of Volcano Miyake-sima.





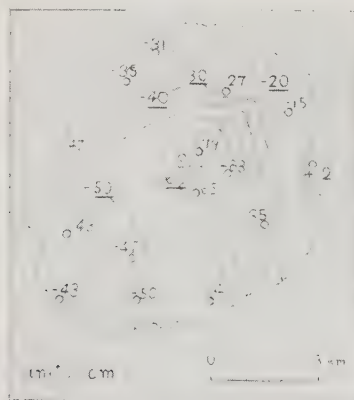


Fig. 14. - Vertical components of the topographical deformations caused by the present activity of Volcano Miyake-sima.

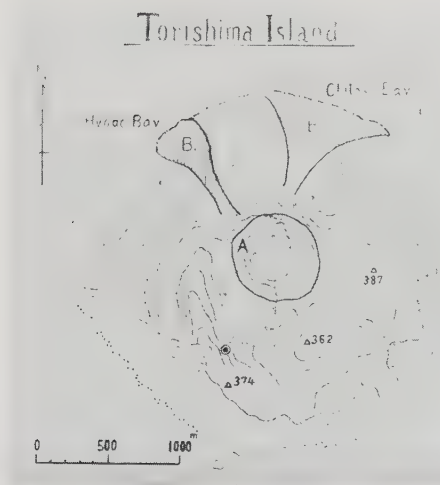


Fig. 15. - Geographical position of the new lava-flows of Tori-sima. Hatched area; lava-flow.



TAKESHI MINAKAMI - *Report on the Volcanic Activities in Japan during 1939-1947.*



Fig. 16. - Position of the new lava-flow in the recent activity of Volcano Sakura-sima.





Fig. 17. - Night-view of the explosion of March 28, 1946, at the flank of Sakura-sima.





## On Explosive Activities of Andesitic Volcanoes and Their Forerunning Phenomena.

### CONTENTS

1. Introduction . . . . .	Page	59
2. Volcanic Earthquakes of Various Volcanoes . . . . .	»	60
3. The Distribution of Volcanic Bombs and the Energy of an Explosion of Asama . . . . .	»	62
4. The Intensity Scale of the Explosion of Asama . . . . .	»	68
5. Tilt Observations at Asama . . . . .	»	71
6. Character Number of Tilt. . . . .	»	73
7. Forecast Function . . . . .	»	76
8. Forecast of the Explosive Activity of Volcano Asama du- ring July and August, 1947 . . . . .	»	80
9. Volcanic Activities and Seismic Activities in the Volcanic Regions . . . . .	»	82
10. Conclusion and Résumé . . . . .	»	85

### 1. — Introduction

That marked topographical deformations accompanied explosive activities were made clear in the case of a number of volcanoes from resurveys by triangulations and precise levellings. For examples, during the activities in the Usu volcano, in 1910 and 1944, Sakura-sima in 1914 and 1946, Komagadake in 1929, Miyake-sima in 1940, and Asama in recent years, large scale subsidences and upheavals in the vicinity of these volcanoes were brought to light. Similar results were noticed by foreign investigators in the cases of Merapi, Central Java, and Kilauea and Mauna-Loa, Hawaii, etc..

Since these topographical deformations appear at a point on the earth's surface as variations in the inclination of the ground, it seems reasonable to expect marked tiltings of the ground in volcanic regions as an usual accompaniment of volcanic activities.

Although these volcanoes do not all show the same characteristics in their eruptions, the marked deformations that accompany them are a common phenomenon. In the case of active volcanoes however, continuous and precise observations of these tilts have

not yet been made for a sufficient length of time to yield accurate knowledge with respect to the relation between volcanic activities and variations in the inclination of the ground.

In the Hawaiian Volcano Observatory, T. A. JAGGAR and R. H. FINCH have been continuing tilt observations by means of BOSCH-OMORI seismographs and other instruments since 1913. Although severe eruptions occurred in Kilauea in 1920 and 1932, and Mauna-Loa in 1942 no relation of the activities to the tilt of the ground could be established. Judging from their reports, the instruments used for the purpose were too unduly affected by variations of air temperature to enable study of the ground tilts that accompany volcanic activities.

In the Asama Volcano Observatory, similar observations, by means of silica clinographs, have been made since 1934. In this paper, the writer presents the results of tilt observations made during the last 14 years and some discussions on their correlations with volcanic activities and on the forecast problem of the eruption.

## 2. — Volcanic Earthquakes of Various Volcanoes

It is doubtless well known that in the case of volcanoes, an earthquake is accompanied with an explosion, which we now call an explosion-earthquake for the convenience of description. Fig. 1, (a) is a seismogram of an explosion-earthquake recorded at a distance of 4.5 km. east of the Asama crater. Studies of these explosion-earthquakes show that the periods of the P and the other kinds of waves, are all 0.5-0.8 second. Whence it may be said that the periods of P and preliminary tremors of explosion-earthquakes are markedly larger than those of ordinary volcanic earthquakes, in contrast to which, the phase of explosion-earthquakes is not recognized so distinctly on their seismograms.

A marked character of an explosion-earthquake is that the surface waves are markedly dominant, its amplitude corresponding to five or ten times that of the P and S waves, the reason for which is that the hypocenter of an explosion-earthquake is very shallow.

On the other hand, in the neighbourhood of the Asama vol-

cano, there occur sometimes other kinds of earthquakes which do not accompany volcanic explosions, being mostly of very small intensity [see Fig. 1, (b)]. The depths of these hypocenters are estimated at about two or three km below the earth's surface. From the wave forms of this kind of earthquake on the seismograms, it is difficult to distinguish it from those of an ordinary tectonic earthquake [Fig. 1 (c)] that is recorded near its epicenter. In other words, the phases of the P and S waves are distinctly recognized on the seismogram, their periods being about 0.2-0.4 second, much shorter than those of the former kind of earthquake. As seen on the seismogram, it is easy to distinguish the one from the other. (see Figs. 1-2).

These two kinds of volcanic earthquakes occur not only in the Asama volcano of the « Vulcanian type » but also in Miyake-sima and Oosima of the « Strombolian type ». An example of these two kinds of earthquakes occurred at Miyake-sima at the time of its explosive activity of July 1940. [Fig. 2, (a), (b)]. According to the seismometric study of Miyake-sima at the time, a number of earthquakes of ordinary type occurred at depths of 3 or 4 km below the central part of Miyake-sima island. The explosions of the summit crater in the island at the time, which occurred at short intervals of a few seconds, continued for three weeks — a character common to eruption of the Strombolian type. In this activity of Miyake, explosion-earthquakes occurred with each individual explosive eruption at short intervals of a few seconds, with the result that on seismograms recorded at a distance of 4 km from the origin, these explosion-earthquakes appeared as continuous waves of the pulsation type throughout the whole period of volcanic activity. The amplitudes of seismic waves of the continuous pulsations increased or decreased with changes in the intensity of explosion. The same phenomenon was observed in the explosive activities of Strombolian type volcanoes, namely, Kusatu-Sirane, in 1937 and 1938, Oosima in 1940, Aso in 1932, Sakura-sima in 1946. In addition, at the time of the activities of Volcano Usu, there occurred not only these two kinds of earthquakes but also another type of earthquakes followed by growth of a new lava dome. The earthquakes of this kind have the intermediate character between the

ordinary earthquake and the explosion one on their seismograms. Seismograms of these earthquakes of various types shown in Fig. 3 were recorded by the same seismograph, of which the constants were as following;

$$\begin{aligned}\text{Magnification} &= 400 \\ \text{period} &= 1.0 \text{ second} \\ \text{Damping ratio} &= 10:1\end{aligned}$$

Full discussion of the correlation between the seismic activity near the volcano and its explosive activity is reserved for the forthcoming paragraph.

### 3. — The Distribution of Volcanic Bombs and the Energy of an Explosion of Asama

The initial velocity of volcanic bombs, lava-blocks and volcanic detritus ejected in the eruptions of volcanoes seeing an important datum in estimating the magnitude of the explosions, the problem has received the attention of a number of investigators.

On the other hand, F. v. WOLFF studied the problem thermodynamically and obtained the pressure at the instant of explosion of Santorin, Mont. Pelée, Lassen Peak and other volcanoes. Asama is the most typical andesitic (acidic) volcano and Aso, Oosima, and Miyake-sima the basaltic (basic) volcanoes.

The outstanding characteristic of Asama's explosions is strong detonation and ejection of much juvenile lava, usually ending in a few minutes and returning to the normal state. Another distinguishing property of this volcano is that, even in very active periods, two or more strong explosions on the same day are very rare, usually, several days intervening until the next explosion.

In contrast to this explosions of Oosima, Aso, Miyake-sima, and other basaltic volcanoes are usually much less violent, the amount of ejecta being also much smaller, although the number of explosions is much larger, continuing without interruption for several hours or for a number of days.

In a violent explosion of Asama, a large quantity of ejecta such as lava blocks, volcanic bombs, lapilli, and ash, with steam and gas, are thrown out at a great velocity from the crater, with smaller fragments, such as ash, with gas and steam, ejected with less velocity for several minutes.

As one method of measuring the intensity of the recent explosion of Asama, the writer studied at the start the velocity of various bombs at the instant of ejection. Usually, the flight of the volcanic bombs is determined by the manner in which they fall on the ground, namely, the angle at the moment of ejection (angle of emission), and the time consumed in the flight, and the angle at which the bomb fell, and other conditions. The initial velocities of various bombs were obtained for thirty explosions during the recent volcanic activity.

For convenience of computing the flight, bombs as nearly spherical as possible were selected, and the mean density of air and the velocity of the wind were taken. Further, it is assumed that the vertical component of air resistance affects only the vertical component of flight and the horizontal resistance of air affects only the horizontal component of the motion.

Since, in the present computation, bombs larger than 50 cm. in diameter being mostly dealt with and the effect of air resistance to bombs of large size being not remarkable, the simplifications and assumptions mentioned above do not seriously affect the result.

#### 1). — The Explosion of April 16, 1937.

The explosion of April 16, 1937, was one of the most remarkable in the recent activities of 1935-1947.

Topographical surveys of the interior of the crater were made on April 13, three days before the explosion, and on April 17, the day following the explosion. As the results of these topographical surveys, changes in the crater floor, both in form and depth, were made clear. After this explosion, the exact positions where the bombs fell and the diameters of these bombs were investigated and the bomb-fall area obtained. The result is given in Fig. 4 with a rough topographical map of the



volcano. It should be noted that the bombs shown in the distribution map are only those that fell farthest away from the crater, in all directions those that fell near the crater being excluded.

According to the topographical surveys before and after the explosion, the surface of the pit before the explosion was quite flat, whereas by the explosion, the western part of the pit, with a volume of about  $50\text{m} \times 50\text{m} \times 30\text{m}$ , was thrown out in the form of lava blocks, volcanic bombs, and volcanic sand and ash. Although most of this material fell outside the crater, a part of it had either fallen back into the crater or was prevented by the crater-wall from leaving the crater, with the result that it accumulated on the eastern floor of the crater.

At the same time, in the north-eastern part of the volcano, a number of bombs fell in the woods and injured the trees. For this reason, the angle of fall of these bombs were obtained by measuring the scars on the trees and the positions of these bombs on the ground.

The measured angles of fall of the bombs were as follows:

TABLE I.

	D	$\varphi$	H	Z
1	90 cm	$60^\circ$	3450 <sup>m</sup>	—850 <sup>m</sup>
2	75 cm	$57^\circ$	3320 <sup>m</sup>	—835 <sup>m</sup>
3	60 cm	$59^\circ$	3000 <sup>m</sup>	—830 <sup>m</sup>

where D: diameter of bomb

H: horizontal distance between the origin of  
emission and the place of fall

Z: vertical distance

$\varphi$  : angle of fall

From these data, the initial velocities and the angles of emission were computed, as follows:

	V	$\theta$
1.	178 m/sec.	43°
2.	183 m/sec.	37°
3.	176 m/sec.	42°

where    V : initial velocity  
            $\theta$  : angle of emission

The mean initial velocities obtained for these bombs is 179.0 m/sec.

On the other hand, as is seen from Fig. 4, in the distribution of bombs, those on the eastern side travelled a markedly greater distance from the crater than those on the western side, the former distance being almost five times that of the latter. From this fact, and from the manner in which the ejecta had accumulated on the floor of the crater, it may be reasonable to suppose that the range of angle of emission within which it is possible for the bombs to leave the crater, is an important factor in the distribution of the bombs, so that the angle of emission with which the bombs reach the greatest distance from the crater was studied for various diameters of bombs. The angles of emission ( $\alpha$ ) of bombs that would travel the farthest, if there were no crater-wall, are obtained for all directions of travel from the crater, with results as shown in Fig. 5. Naturally, in these calculations, the effect of air and wind resistance at the time of explosion have been allowed for.

At the same time, the minimum angles ( $\theta$ ) of emission for all the directions, in which it is possible for the bombs to travel from the origin of the explosion, to points outside the crater were obtained from topographical surveys of the crater.

These two kinds of angle of emission, defined above, namely  $\theta$  and  $\alpha$ , were then compared with each other for all the corresponding directions, with the result that the angle  $\alpha$

is less than  $\Theta$ , that is to say, that on account of the crater-wall, it was impossible for bombs thrown out with angle of emission  $\alpha$  in whatever direction to fall outside the crater (Fig. 5). Consequently, it is concluded that the angles of emission with which the bombs travelled the farthest are the minimum angles of emission  $\Theta$  with which it is possible for the bomb to leave the crater.

By assuming that these bombs reached the most distant places, travelling with the angle ( $\Theta$ ) of emission for each direction, the initial velocities of these bombs for every direction were obtained. In the present case, of the many bombs that fell in the same direction, the one that gave the largest velocity was selected for our purpose.

As the result of calculation, the initial velocities of the bombs for all directions are almost 160 m/sec.-170 m/sec., the mean value being 166.3 m/sec., which nearly coincides with the former result obtained by angles of fall.

In contrast to this, when a bomb, 50 cm in diameter, is ejected with an initial velocity of 166.3 m/sec., and with the angles of emission for all the corresponding directions from the crater into which they flew, the distances travelled by the bombs were computed for every direction.

On the map, Fig. 4, the result of calculation is shown by the closed curve I. Besides, the wind, which had a mean velocity of 10 m/sec., and which was blowing in the eastern direction at the time of the explosion, was allowed for in calculating the distances travelled by these bombs. The result is also shown by the closed curve II, on the same map. As is seen from Fig. 4 although these two curves pass through almost the outer margin of the bomb-fall area, closed curve II is closer to the bomb-fall area than is closed curve I.

Summarizing these results, it is concluded that all these bombs from the explosion on April 16, 1937, were ejected with almost the same velocity of 166 m/sec. the bombs that travelled farthest from the crater leaving it with the minimum angle of emission for their respective directions. At the same time, the phenomenon is interpreted from stand-point that the form of

the bomb-fall area is a shadow of the edge of the crater-wall, assuming the western corner of the crater-floor to be the origin of the ejection.

**2). — The Explosion of April 20, 1935.**

In this outburst the center of explosion on the crater-floor, that is, the point on the pit, whence the lava was ejected, was nearly its center. Accordingly, the outer edge of the bomb-area is nearly of the same distance from the crater. As the result of the same study as the former case, it was made clear that the initial velocities of the bombs that fell on the edge of the bomb-fall area lies in the range between 151 m/sec. and 140 m/sec., and that the mean velocity is 144.5 m/sec. On the basis of the topographical survey of the pit in the crater, and the distribution of ejecta, the total mass of ejecta in this explosion was estimated at  $2.3 \times 10^5$  tons.

**3). — The Explosion of June, 1938.**

In the present explosion, the unusually large lava blocks were ejected. One of them, which fell 300 m south-east of the crater, has a diameter of 7.5 m and weighs about  $3.4 \times 10^5$  kg. (Fig. 6). Bombs almost 100 cm in diameter flew over Ko-Asama, a parasitic cone on the eastern slope of the volcano and at a distance of 3.5 km from the crater, and fell near our Volcano Observatory, 4.5 km from the crater. The mean initial velocity of these lava-blocks and incandescent bombs and the total mass of ejecta of this explosion were estimated at 212 m/sec. and  $3.8 \times 10^5$  tons respectively.

**4). — The Explosion of February 2, 1936.**

This explosion was not so violent as the three already described. Explosions of this severity were fairly frequent during 1935-1947. In this explosion, the times taken by the bombs in their flight and the distances travelled by them were measured, and their initial velocities were estimated at nearly 130 m/sec. in the mean and its total mass of ejecta were about  $8 \times 10^4$  tons.

The various results described above may be summarized as follows;

a) From the various elements for determining the flight of bombs, their initial velocities were obtained.

b) These initial velocities at the moment of ejection by same explosion are nearly the same.

c) From topographic survey of the crater-floor made both before and immediately following the explosion, and from investigations of bomb-fall areas, the mass ejected by each explosion was determined.

On the basis of these results, the kinetic energy necessary for importing the initial velocity to the ejecta is found to be

$$E = \frac{1}{2} MV^2$$

where M: mass of ejecta

V: mean velocity of ejecta at the instant of ejection.

On the other hand, T. MATUZAWA, who is of the opinion that BERNOULLI'S law practically holds in the pressure and the velocity of ejecta at the instant of explosion, gives the pressure at the time of explosion by the relation.

$$P = \frac{1}{2} \rho V^2$$

where  $\rho$ : mean density of ejecta

V: initial velocity of ejecta

The following kinetic energy and pressure at the instant of explosion were obtained for these four explosions described above.

Date of explosion	M	E	P
Apr. 20, 1935.	$2.2 \times 10^5$ tons	$2.3 \times 10^{19}$ ergs	260 atm. pres
Feb. 2, 1936.	$0.8 \times 10^5$ »	$0.7 \times 10^{19}$ »	210 »
Apr. 16, 1937.	$3.0 \times 10^5$ »	$4.2 \times 10^{19}$ »	336 »
June 7, 1938.	$3.8 \times 10^5$ »	$1.7 \times 10^{20}$ »	563 »

#### 4. — The Intensity Scale of the Explosion of Asama

In the activity of Asama, every explosion occurred with an interval of several hours, at least, and in most cases several days,



it is easy to identify on the seismograms the corresponding earthquakes that accompanied the explosive eruption. Reviewing the volcanic activities of Asama during the last fifteen years, it will be found that, although no explosion occurred in the years 1933, 1934 at all, a number of severe and moderate explosions occurred during the periods 1935-1943 and 1947, in which there were several tens of times of ebb and flow in the activity.

At all events the volcano was generally active throughout the period just mentioned, the number of violent and moderate explosions totalling six hundreds. From this large number, sixteen explosions were selected for which the individual kinetic energies were estimated from studies of the mass of the ejecta and of the motions of flight of the ejecta, as described in the preceding paragraph.

According to these results, the severest explosion that occurred in this period had an energy of  $1.7 \times 10^{20}$  ergs and 567 atmospheric pressure at the instant of explosion, while explosions of such intensity as  $10^{19}$  ergs occurred now and then in the active periods.

In volcano Asama, which is of typical Vulcanian type, the energy of an explosion reached  $10^2$  or  $10^3$  times that of Miyake, in 1940, or that of Oo-sima, 1940, both of which are typical Strombolian.

Seismic observations were continuously made throughout the period with two kinds of horizontal seismographs at a distance of 4.5 km east of the crater, and all the explosion earthquakes were recorded. These numerous explosion earthquakes were thus recorded at the same station by the same seismographs. Since these explosions occurred in the vent of the central crater of the volcano, their hypocentres and the medium through which the seismic waves are propagated are nearly the same. A comparison of the seismograms of these explosions earthquakes shows that their wave forms markedly resemble one another, and that the amplitudes of the seismic waves, specially in the surface waves, depend on the intensity of the explosion, from all which it may be reasonably supposed that these explosion earthquakes occurred by means of almost the same mechanism, although their intensities differed.



In order to obtain an intensity scale of explosion, the kinetic energies of the sixteen explosions just mentioned and the maximum amplitudes of the surface waves of the corresponding explosion earthquakes are taken, as the result of which these two quantities are found to be connected by a simple relation as expressed by the formula

$$E = [0.03 + 4.50 A + 0.70 A^2 + 0.08] \times 10^{19} \text{ ergs. (1)}$$

where E : energy of explosion

A : maximum horizontal amplitude of surface waves (mm in unit).

The constant term in the formula (1) is due to the solid friction of the various points in the seismographs and the dissipation of the seismic waves in the medium on their course from the origin to the station.

TABLE II.

Maximum amplitude of the surface waves and explosion energy.

Date	A	E
1935		
Apr. 20	0.440 <sub>mm</sub>	$2.30 \times 10^{19} \text{ ergs.}$
May 16	0.227	1.20 »
» 22	0.092	0.50 »
» 27	0.212	1.00 »
Sept. 16	0.148	0.70 »
1936		
Feb. 7	0.140	0.70 »
Mar. 7	0.260	1.20 »
July 22	0.113	0.50 »
Oct. 15	0.307	1.50 »
1937		
Mar. 25	0.255	1.10 »
Apr. 6	0.136	0.69 »
» 16	0.552	4.20 »
Sept. 3	0.243	1.10 »
» 10	0.074	0.40 »
» 26	0.223	1.00 »
Nov. 6	0.137	0.60 »

In Table II, are shown the kinetic energies of the explosions and the maximum amplitude of the surface waves of the corresponding earthquakes, by means of which relation (1) was determined.

The energy scale of the explosion being obtained, with its aid the energies of all the explosions that have occurred during the last fifteen years were determined from the results of seismic observations.

Naturally, explosion earthquakes of smaller intensity than  $3 \times 10^{17}$  erg. were not recorded by our seismographs, although rough estimates of the energies of these small explosions were frequently made by investigating the mass of ejecta, of which volcanic ash is the largest constituent, and of the height of the smoke of explosion. According to these investigations, the total energy of these small explosions which are impossible to obtain by scale (1), is only 20 per cent of the total energy of all the explosions that occurred. Although the explosions stronger than  $3 \times 10^{19}$  erg. occurred within the last fifteen years, the energies of these very strong explosions were obtained directly by investigations of the mass of ejecta and their motion of flight, consequently, the energies of explosions obtained with the aid of formula (1) are those ranging in intensity from  $3 \times 10^{17}$  erg. to  $3 \times 10^{19}$  erg.

However, the intensity scale given by (1) contributed almost all the energy of the explosions that occurred.

Needless to say, it is possible enlarge the range of the energy-scale (1) by using seismographs of high sensibility, or by making the observations at a closer distance from the crater.

## 5. — Tilt Observations at Volcano Asama.

A pair of silica clinographs is placed in a cave of massive natural lava at a distance of 4.2 km E and 6.0 km N of the crater, namely, the Nakanosawa and the Oniosidasi stations respectively. Continuous observations were begun in 1933 at the former station and in 1936 at the latter. As the air temperature in these observation-rooms has a small range of only  $0^\circ \pm 1^\circ\text{C}$ . throughout the year, the unfavourable effects of air temperature

on the instruments are greatly reduced. The records of tilts are obtained on bromide paper. The sensibility of the instruments are so adjusted that 1 cm on the bromide paper represents one second of arc of tilt. A small portion of the results of tilt observations at the Nakanosawa station, is represented by the two components (E-W), (N-S) of the tilt. (Fig. 7).

Judging from the structure of the ground, the Oniosidasi station is not so favourable situated for the present purpose as the one at Nakanosawa. Besides, the Oniosidasi station lies at such an inconvenient place for the observers to reach that some parts of the observations were missed. For the reason, the result at Nakanosawa forms the major part of the subject of the present study.

A glance at the variation curves of the tilt at Nakanosawa, shows that the variations in 1934, in which no explosion occurred, are much smaller than those in other years, in which the volcano frequently showed explosive activities. However, during the quiescent period of 1934, small variations of 3 or 4 seconds of arc appeared in the winter season; and upon reviewing also carefully the original records for active periods we find the same kind of small variations in tilts during the winter season. Moreover, the annual variation in tilt in 1934 was also about 5.0 seconds of arc, so that notwithstanding the very quiescent period of the volcano such seasonal and annual variations were observed.

Since, on the other hand, the marked variations in tilt observed during 1935-1939, in 1941 and 1942 amounted to 20-60 seconds of arc, are an outstanding feature compared with the seasonal and annual variations. As will be seen from Fig. 7 as well, the explosions occurred as a swarm of several or several ten explosions within one or several months. Looking backward on the progress of the two phenomena, we find that marked variations in tilt appeared associated with every one of these explosion-swarms.

In comparing the times of occurrence of these two phenomena, we find the very marked fact that the 1st explosion of an explosion-swarm occurred one or one-and-half months after the appearance of an abnormal tilt. In some cases, tilt began as an

upheaval in the direction of the crater and returned to the original level within one or three months. But, the directions of these tilts in question are not always in the same sense as those just mentioned. What generally characterized them is that, within one or three months, the tilt curves mostly resume their original state, scarcely remaining as secular variation.

## 6. — Character Number of Tilt.

A comparison of the tilt curves with the occurrence of explosion swarms, suggests remarkable correlation of these phenomena. In order to enable quantitative treatment of the problem and ascertain the relation more precisely, the degree of variability of tilt is defined in the following manner.

From the original records of tilt the reading of  $(\theta'_n)$  at 12h every day is taken, in which the zero position of tilt is taken the reading of January 1, 1934, at zero, but since the daily variation in tilt is less than 0.2 second of arc, just enough of the effect is nullified to render attainment of the object by taking of the readings at the same hour every day, and then, the mean value  $(\theta_n)$  of the readings for three successive days are adopted.

Readings at 12h  $\theta'_1, \theta'_2, \theta'_3, \dots, \theta'_n$ .

The mean values for three successive days are,

$$\theta_2 = \frac{1}{3} (\theta'_1 + \theta'_2 + \theta'_3),$$

⋮

$$\theta_{3n-1} = \frac{1}{3} (\theta'_{3n-2} + \theta'_{3n-1} + \theta'_{3n}).$$

Moreover, the differences of the every other mean values are taken. Such as

$$\Delta\theta_5 = \theta_8 - \theta_2,$$

$$\Delta\theta_{11} = \theta_{14} - \theta_8,$$

⋮

$$\Delta\theta_{6n-1} = \theta_{6n+2} - \theta_{6n-4}.$$

By this procedure, small variations of the tilt of which the periods are one or two days, due to the rainfall and other causes, were reduced from the last result. Since these small variations in tilts are undoubtedly only a few seconds of arc, that is, only a few per cent of those that appear during volcanic activities, the final result is hardly affected by the procedure just mentioned, which last is done with the E-W and S-N components of the tilt. Neglecting the direction of tilt, the magnitude of variation alone of the tilt is considered in the following discussion.

By the foregoing procedure, the following quantities are determined:

$$\Delta\theta_1 = (\Delta\theta_{1,EW}^2 + \Delta\theta_{1,NS}^2)^{\frac{1}{2}},$$

$$\vdots$$

$$\Delta\theta_m = (\Delta\theta_{m,EW}^2 + \Delta\theta_{m,NS}^2)^{\frac{1}{2}}.$$

Although by this procedure, the effects of small variations in tilt that appear during such short intervals as 2 or 3 days were mostly reduced, the effects of long periods, such as the annual and seasonal variations, is contained more or less in the last value ( $\Delta\theta_m$ ). For the foregoing discussion, moreover, it is desirable to bring out as clearly as possible only the tilts that are related to volcanic activity.

For this purpose, the variations in tilt during periods of volcanic quiescence are subtracted from those that occur during periods of volcanic activity, and the ratio of the residuals and the variation in tilt during periods of volcanic calm is taken.

That is,

$$K = \frac{[\Delta\theta_m]_a - [\Delta\theta_n]_c}{[\Delta\theta_n]_c}$$

$[\Delta\theta_m]_a$  ; value of active period,  
 $[\Delta\theta_n]_c$  ;    »    »    calm period. (1934)

The quantity K defined above is a kind of character number representing the degree of variation in the tilt at the time of volcanic activity. These character numbers were obtained for



every month ( $K_1$ ), every half month ( $K_2$ ), and every six days ( $K_3$ ), from which results, the maximum values of the character numbers of a month, half a month, and six days, during the period of 1934-1946, are 25.5, 32.0 and 56.6, respectively.

In Figs. 9 and 10, it will be found these values defined above, namely,  $K_2$  (semi-monthly character number of tilt) and  $E_2$  the total explosion energy for every semi-month. By reviewing the figures of  $K$  and  $E$ , the correlation between the occurrence of the explosion-swarm and the tilts of the earth's surface is made clearer than by comparing with the tilt curves themselves. That is, although the peaks of the energy of explosion swarms that correspond to every peak of the character numbers appear, the former do so one or two months later. In order to make everything certain, as done in the statistical investigations of the occurrence of earthquakes and other phenomena, the following investigation from the standpoint of probability is made with respect to the occurrence of these two phenomena. The sum of the explosion energy  $E$  for every month and the character number  $K$  for every month, showed the relations of their occurrences to the variations in the increase and decrease with respect to time.

In all the peaks of the energy curve and that of the character number, the relation of their appearance to the time were examined and found to be

a) The total number of peaks in  $E$ -curve = 18

b) » » » »  $K$ -curve = 19

c) The number of peaks of  $E$ , that appeared one month, or two months later than that of the  $K$ -curve 19, that is, the  $E$  peaks lagged behind the  $K$  peaks.

d) The number of peaks of  $E$ , which did not appear in the foregoing relation = 1.

Now if the occurrences of the peaks in the  $K$ -curve are independent of the occurrences of the peaks in the  $E$ -curve, in other words, if the former is distributed at random with respect to the latter, then the probability  $p$  of a peak of  $K$  appearing one or two months before the occurrence of a peak of  $E$  is

$$p = 2 \frac{18}{11 \times 12} = \frac{3}{11}, \text{ (11 years, 1934 - 1945).}$$



and the probability  $q$  of the former not appearing in such a relation to the latter is

$$q = 1 - p \times \frac{8}{11}$$

The probability that out of the number of  $m$  peaks will occur in a favourable case is

$$P = \frac{m!}{(m-r)! \times r!} p^r q^{m-r} = 3.4 \times 10^{-9}$$

$$\begin{array}{ll} \text{which is for} & m = 18 \\ & r = 17 \end{array}$$

The probability that more than  $r$  peaks will occur in a favourable case is

$$P' = \sum_{m=r}^m \frac{m!}{(m-r)! r!} p^r q^{m-r} = 3.5 \times 10^{-9}$$

$$\begin{array}{ll} \text{which is for} & m = 18 \\ & r = 17 \end{array}$$

From calculations, the probability for the time distribution of peaks of the two kinds of curves is very small, provided they are regarded as being distributed in an entirely haphazard manner. In other words, it is natural to conclude that the time distributions of these two phenomena have a causal relation.

## 7. — Forecast Function for the Volcanic Activity of Asama.

As just mentioned, it was made clear that corresponding to a remarkable tilt of the earth's surface, an explosion swarm occurred one or two months after the occurrence of the former phenomenon, and in addition, that the energy of a swarm is roughly proportional to the character number  $K$  of the corresponding tilt.

In order to investigate these two phenomena more precisely, the writer applied TSUBOI's method in solving the problem.

C. TSUBOI showed that when two arbitrary kinds of quan-

tities are given in time or space, the function for determining the relation of phase and magnitude between these two quantities is given by two kinds of FOURIER's coefficients, which are determined by these quantities.

At first, the series of these quantities (K and E), which are given with respect to the same time interval, are expanded in FOURIER's series, that is,

$$K(t) = \sum_{m=0}^m [a_m \cos mt + b_m \sin mt],$$

$$E(t) = \sum_{m=0}^m [A_m \cos mt + B_m \sin mt].$$

The correlation function  $\varphi(\alpha)$ , which determined the relation of these two kinds of quantities is expressed by the series.

$$\begin{aligned} \varphi(\alpha) = \frac{1}{\pi} \left[ \frac{1}{2} \frac{A_0}{a_0} + \sum_{m=0}^m \frac{a_m A_m + b_m B_m}{a_m^2 + b_m^2} + \right. \\ \left. + \sum_{m=0}^m \frac{b_m A_m - a_m B_m}{a_m^2 + b_m^2} \right], \end{aligned}$$

The function  $\varphi(\alpha)$  in the present investigation is obtained from two time intervals, the one, 12 months from January to December 1935, and the other, 18 months from July 1940 to December 1941. In these two time intervals, the character numbers of the tilt and the sum of the energies are both taken for every half month, as shown in Figs. 9 and 10.

In these two correlation functions ( $\varphi_1, \varphi_2$ ) in these two periods, the former covers the case in which the tilt that occurred one month prior to the occurrence of the explosion is mostly affected, and the latter in which the tilt that occurred two months ago most affects the explosion. Now, in order to render adaptable the correlation function in these two extreme cases, we use the mean value of  $\varphi_1$  and  $\varphi_2$ .

The correlation function  $\varphi(\alpha)$  is shown in Fig. 11 and Table III.

Since the correlation function has an effective value only in that domain within two and half months prior to the occurrence of explosion, the correlation function above defined, is,

in other words, a forecast function for the volcanic activity of the Asama volcano.

TABLE III. Forecast function

months $\alpha$	$\varphi(\alpha)$
0	$-0.65 \times 10^{17}$ ergs
-0.5	3.35 »
-1.0	5.00 »
-1.5	3.85 »
-2.0	2.15 »
-2.5	0.75 »
-3.0	-0.30 »
-3.5	-0.15 »
-4.0	0.90 »
-4.5	0.70 »
-5.0	-0.10 »

It is possible to forecast the occurrence of explosions, one after the other, by means of the forecast function ( $\varphi$ ) which was determined in 1941, and by continuous observations of tilts, the coming occurrence of the explosion being given by the integration.

$$E(t_0) = \int_{-2\pi}^0 K(t_0 + \alpha) \varphi'(\alpha) d\alpha.$$

As an example, the forecast function is applied to the occurrence of explosions of Asama for the period from January to August, 1942.

Since the forecast function  $\varphi(\alpha)$  has an effective value only in that domain within two and half months prior to the time  $t_0$ , and vanishes in the domain prior to more than 3 months, it is possible almost to write the integration in the form of the following summation,

$$E(t_0) = \sum_{\alpha=-2.5}^{-0.5} K(t_0 + \alpha) \varphi'(\alpha) \Delta\alpha, \quad (2)$$

$$\varphi'(\alpha) \Delta\alpha = \varphi(\alpha),$$

where

$E(t_0)$ ; sum of expecting explosion energy for the coming half month.

Since all the quantities given on the right hand of (2) are known half a month prior to time  $t_0$ ,  $E(t_0)$ , the sum of the explosion energy for the coming half month is determined.

In this manner, by means of the half month character number of the interval from October 1941 to August 1942, an outline of the explosion-energy distribution for the period from January to August 1942 is calculated.

Since, unfortunately, the clinograph of the E-W component at the Nakanosawa station was destroyed in May, 1942, observations of the tilt of that component were missed during May-July, 1942, the character number during these months being obtained by assuming that the magnitudes of the variations in the tilts of the E-W component were the same as those of the N-S component. Judging from the tilt observations for a number of years, this assumption may not seriously affect the results.

Fig. 12 shows the marked variations in the inclination of the earth's surface at Nakanosawa during the period from April to July, 1942; photographs of the original records of the tilts for the period are shown in Fig. 8.

It is interesting to compare the explosion energy calculated foregoing method with the volcanic activity which actually occurred in the period. These two results, the one calculated and the other actually occurred, are shown together in Fig. 13.

As will be seen from Fig. 13, these two results, in their outline at least, satisfactorily agree. Upon examining these two results in detail, it will be found that the maximum value of the energy forecasted occurs half a month later than actual occurrence.

One cause of this is that it depends on the time interval taken for the summation of explosion energy. On the other hand, as already mentioned, the differences in the appearance of the E and K peaks with respect to time are mostly one and a half month, but one month in some cases and two months in others. The forecast function is determined by taking the mean value of  $\varphi_1$ , and  $\varphi_2$ , of which  $\varphi_1$ , corresponds to the former case and  $\varphi_2$  to the latter.

In other words, the forecast function is determined for a domain large enough to contain these two extreme cases together. On the other hand, in the other volcanic activity calculated by function  $\varphi(\alpha)$  is less in some cases and larger in others than that of the volcanic activity which occurred, so that it may be necessary to take two kinds of safety factors, according to the purposes in view, namely,

$$E_0 = C \times E_c = C \sum K (t_0 + \alpha) \varphi(\alpha)$$

where  $C$ ; safety factor,

$$C = 3 \text{ for one of the purposes,}$$

$$C = \frac{1}{3} \text{ for the other,}$$

$E_0$ ; actual explosion energy as occurred.

$E_c$ ; explosion energy expected by forecast function.

At any rate, it is possible to give the maximum and minimum range of explosion energy for a period half a month or two months before its occurrence.

Although, in the present investigation, the character numbers of the tilts were derived from the observations at only one station; and it may also be necessary to determine more precisely the seasonal and annual variations and other small fluctuations of the tilts that appear even during the calm period of the volcano.

## 8. — Forecast of the Explosive Activity of Volcano Asama during July and August, 1947.

During two years beginning the autumn of 1944, Volcano Asama had been inactive; neither an explosion, nor a remarkable tilt of the earth's surface occurred. But, it began to show signs of the volcanic activity in the beginning of June, 1947. At last, a moderate explosion on July 6 and a very violent one, on August 14, 1947, which broke out at the eastern corner of the crater-floor and on these explosions, new lava of  $5 \times 10^4$  tons for the first one and  $3.4 \times 10^5$  tons for the latter were thrown out in the form of incandescent lava-blocks, bombs,

lapilli and ash. These lava-blocks and bombs were estimated at about  $1000^{\circ}$  C. in temperature at the instant of explosion and not so much less than  $1000^{\circ}$  C. when they fell on the ground. Because of the high temperature of numerous lava-blocks, fires were started on the western side of the volcano. Some of the lava-blocks fell on the old Volcano Observatory which was located 2.5 km S-W from the crater and the wooden cottages were totally destroyed by fire (Fig. 14).

On the other hand, there appeared not only a marked tilt related to the volcanic activity after May, 1947, but also a number of micro-earthquakes after April, 1947.

In order to prevent any disasters due to the coming volcanic explosions, the writer warned the people at the foot of the volcano.

Since the tilt did not stop in July, he reported at the monthly meeting of Earthquake Research Institute, on July 18, 1947, that violent explosions would probably occur within the coming August, and their total explosion energy should be in the range  $10^{19}$ - $10^{20}$  ergs, on the basis of the forecast function ( $\varphi$ ). At the same time, for the purpose of the precise study of the coming activity, the seismometric and other observations were begun on August 7, only a week before the violent explosion. According to our advice, the Tokvo Broad-Casting Station prepared to record the detonation of explosion of Asama four days prior to August 14, when the violent explosion occurred.

At all events, we could sufficiently forecast the occurrence of the present activity and its total energy, on the basis of the tilt observation and forecast which had been obtained in 1941.

Fig. 15 shows the marked tilts of the earth's surface at Nakanosawa during the period June-July, 1947.

In order to compare the explosion energy expected with the actual explosion energy as occurred, these two kinds of energies are shown in Fig. 16 with the semi-monthly character number of tilts in this period



## 9. — Volcanic Activities and Seismic Activities in the Volcanic Regions.

Since the earthquakes in the volcanic regions were sometimes followed by violent eruptions, the phenomenon attracted the attention of many volcanologists and the people at the foot of the volcanoes. Indeed, there are many cases of volcanic activities which occurred after the seismic activities near the volcano, lasting several hours or several months.

The eruptions of Volcano Usu, andesitic volcano, in 1853 and 1910, were preceded by three days of the seismic activity for the former, and by four days of that for the latter which caused the slight damage at the foot of the volcano. The following Table shows the daily frequencies of the volcanic earthquakes in the Usu activities mentioned above.

TABLE IV.

Daily frequencies of volcanic earthquakes prior to the Usu eruptions in 1853 and 1910.

Date		Daily freq.
<u>1853</u>		
Jan.	16	3
»	17	44
»	18	75
»	19 (a. m.)	100
»	19 (p. m.)	1st explo.
<u>1910</u>		
July	21	Several
»	22	25
»	23	110
»	24	351
»	25	162
»	25 22h	1st explo.

In the marked activity of the Usu volcano in 1944-1945, numerous earthquakes took place at the skirt of the volcano during the period about six months prior to the outburst.

The large scale explosion of Sakura-sima in 1914, was preceded by a number of severe earthquakes during 34 hours prior to the occurrence of the 1st explosion on January, 12. Table V gives frequencies of these earthquakes for every six hours.

TABLE V.

Every six hours frequencies of earthquakes followed by explosive activity, 1914.

Date	Freq.
Jan. 11	
0h—6h	3
6h—12h	27
12h—18h	71
18h—24h	100
Jan. 12.	
0h—6h	110
6h—12h	117
10h	1st explosion.
12h—18h	45
18h—24h	5

It is reported that, in the furious activity of Mont. Pelée in 1902, and Krakatau in 1883, the earthquakes originated at these volcanoes frightened the peoples at the skirt of the volcanoes during several days before the catastrophic eruptions.

In the recent explosive activities of Volcano Asama earthquakes strong enough to be sensible to the peoples at the foot of the volcano did not take place, but a large number of micro-earthquakes appeared during the period 2-4 months prior to every explosive activities.

Fig. 17 and Fig. 18 show the frequencies of micro-earthquakes of every ten days during January-August, 1935 and January-September, 1947. Reviewing the results of the seismic and tilt observations it is marked that, corresponding to a number of micro-earthquakes and a remarkable tilt of the earth's surface, an

explosion-swarm, that is, a number of explosions occurred two-four months after the occurrence of the former phenomenon and one-two months after the appearance of the latter phenomenon.

Accordingly we can conduct the forecast function on the basis of the seismometric observation, as well as is done in the case of tilt.

In any case, it is marked that all those volcanoes as described above, which were preceded by numerous volcanic earthquakes prior to the occurrence of outburst, are andesitic and not basaltic.

As to the topographical deformation, that is, tilt, upheaval and subsidence, before the volcanic activities, we have not such abundant observations at various volcanoes, as the former phenomenon.

However, on the occasion of the marked activity of Volcano Usu during 1944-1945, the remarkable upheaval at the eastern foot of the volcano, which was caused by intrusion of lava, appeared with numerous earthquakes of small depth during the period December, 1943-June 1944, prior to the first outburst on June 23, 1944 (see Figs. 19-21).

With respect to the marked tilts at the Asama volcano, full discussion was already made in the foregoing paragraphs.

It is remarked that Volcanoes Usu and Asama both are typical andesitic.

On the other hand, the viscosity of fresh lava were estimated in the various volcanoes, on the basis of flowing velocity of lava-flow. According to these estimations, viscosities of fresh lava at nearly 1000° C. are  $10^4$ - $10^5$  c. g. s. for the basalt lava, such as of Hawaiian volcanoes,  $10^6$ - $10^7$  c. g. s. for the andesitic-basalt lava, such as of Miyake-sima, Oo-sima etc., and larger than  $10^9$  c. g. s. for the andesite one, such as Asama, Sakura-sima, Usu etc.

It is well known that characteristics of eruption depend on the kinds of lava, that is, either basaltic or andesitic.

In other words, it may be said that the viscosity of juvenile lava has serious effects not only on the characters of outburst, but also on appearance of the topographical deformation and occurrence of volcanic earthquakes followed by the eruption.

Consequently, these phenomena described above are reasonably explained by the following idea.

At the time of intrusion or extrusion of juvenile lava toward the vent passing through narrow fissures below the volcano, the more viscous the lava is, the higher pressure may inevitably act on the earth's crust. As the result of the marked pressure acting on the upper crust near the andesitic volcano, the topographical deformations and numerous earthquakes will naturally occur prior to ejection of that lava. On the contrary, out-flow of lower viscous lava, such as basaltic, is easy made without the action of such high pressure as the former case.

Therefore, it may be said that the forecast of outburst of the basaltic volcano is not so easy, but not impossible, as that of the andesitic one. For the purpose of forecasting the eruption of the basaltic volcanoes, it is desirable that, in addition to the seismometric observations by means of high sensibility, the continuous observations of the earth-current and the magnetic field, will be made at these basaltic volcanoes.

## 10. — Conclusion and Résumé

The writer described at first in this paper that, since large scale upheaval and subsidence in the volcanic regions appear at a point on the earth's surface as variations in the inclination of the ground, it is reasonable to expect marked tilting of the ground near the volcano.

But, it may be pointed out that secular variations in the tilt at Asama and Usu do not harmonize sufficiently with the topographical deformations given by the precise levellings done in 1935 and 1939 for the former volcano, and in 1944-1945 for the latter one, from which it will be seen that these volcanoes are formed of numbers of very small blocks, and that when the volcanoes are active, these blocks move at random according to their underground structure.

Seeing that the tilt on the limited area, which is the differential coefficient of the topographical deformations at a point in the regions consisting of a large number of small blocks, the discrepancy shown by the topographical surveys may be only na-

tural. Since marked tilts in the volcanic regions are caused by variations in the pressure of lava inside or below the volcano, it may be said that the tilts of the earth's surface are an indicator representing the inside activity of the volcano.

The foregoing results summarized are

a) In the recent explosive activities of Volcano Asama, the total mass of ejecta and the velocity at the moment of ejection were estimated for sixteen strong and moderate explosions, from which result, the kinetic energies of these explosions were determined.

The relation between these kinetic energies and the maximum amplitudes of the surface waves caused by the corresponding explosion was determined, by the use of which relation, all the explosions that occurred during the period from 1935 to 1942 are expressed by their energies.

b) Brief descriptions of volcanic earthquakes of various types and characteristics of activities of basaltic and andesitic volcanoes are given.

c) From tilt observations made at the foot of the volcano, the extent of the variations in the tilt were expressed by character numbers.

d) The relation with respect to time between the occurrence of the explosions and marked changes in the tilt of the earth's surface are examined from the standpoint of probability.

e) The correlation between these phenomena was quantitatively studied with the aid of the weight function. As the result of that, the forecast function of the Asama activity was obtained.

f) For the interval from January to August, 1942, the volcanic activity expected by the forecast function, was compared with actual phenomena, as the result of which, light was thrown on the possibility of forecasting volcanic activities.

g) We could practically forecast the occurrence of the violent activity on July and August, 1947, on the basis of this forecast function. As the result, the damages due to these explosions were remarkably reduced.

h) The explosive activities of Volcanoes Usu, Sakurajima, Asama etc. which are all andesitic, preceded by not only

remarkable topographical deformation or tilt of the ground, but also by numerous earthquakes. On the contrary, such phenomena in the case of the basaltic volcano are not so conspicuous as in the former.

i) Characteristics of eruption and forerunning phenomena, namely, topographical deformations and volcanic earthquakes depend mainly on the viscosity of the juvenile lava.

## LITERATURE

1. OMORI, F. — Bull. Earthq. Invest. Commit., 5, 6, 7, 8, 9 (1911-1921).
2. MATUZAWA, T. — Bull. Earthq. Res. Inst., 11 (1933), 14 (1936).
3. NAGATA, T. — Bull. Earthq. Res. Inst., 16 (1938).
4. TSUBOI, C. — Bull. Earthq. Res. Inst., 8 (1931), 19 (1941).
5. JAGGAR, T. A. and FINCH, R. H. — Bull. Seis. Soc. Amer., 19 (1929).
6. JONES, A. E. — Bull. Seis. Soc. Amer., 27 (1937).
7. NEUMANN, M. and HARTMANN, M. — Meded. Dien. Mijn. Ned. Ind.
8. STEHN, C. E. — Bull. Nether. Ind. Vol. Surv. (1928-1940).
9. TSUYA, H. — Bull. Earthq. Res. Inst., 15 (1937), 19 (1941).
10. TAKAHASI, R. — Bull. Earthq. Res. Inst., 11 (1933).
11. WOLFF, F. von. — Journ. Geol. (1938).
12. OMOTE, S. — Bull. Earthq. Res. Inst., 20 (1942).
13. LACROIX, A. — *La Montagne Pelée et ses Eruptions* (1904).
14. ROYAL SOCIETY. — *The Eruption of Krakatoa and Subsequent Phenomena* (1888).
15. HAGIWARA, T. — Bull. Earthq. Res. Inst., 19 (1941).
16. SASSA, K. — Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ., 18, 19 (1935-1936).
17. MINAKAMI, T. — Bull. Earthq. Res. Inst., 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20 (1935-1942), Proc. 6th Pac. Cong. (1939).
18. MATUMOTO, T. — Jap. Jour. Geol. and Geogr., 19, spec. vol. (1943).





## FIGURES



TAKESHI MINAKAMI - *On Explosive Activities of Andesitic Volcanoes and Their Forerunning Phenomena.*



(a)



(b)

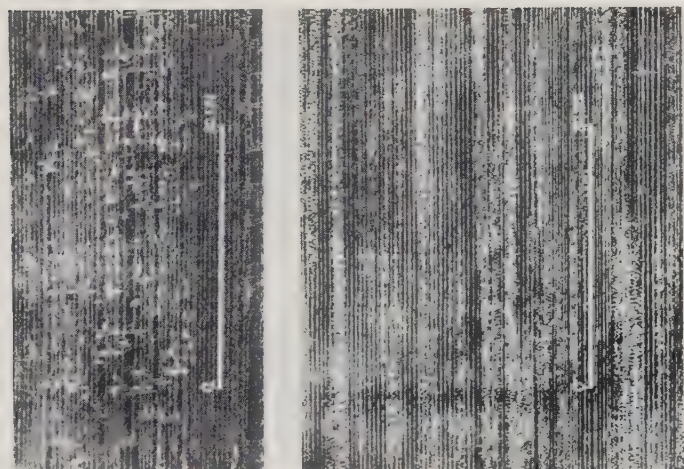


(c)

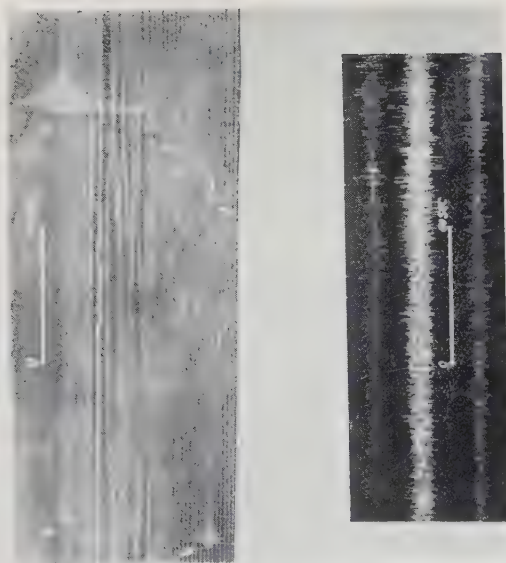
Fig. 1. - Seismograms of various volcanic earthquakes.

- a) An explosion earthquake of Asama Volcano.
- b) A volcanic earthquake of ordinary type of Asama.
- c) An earthquake of the tectonic origin.  
(An after-shock of the Tottori earthquake of Sept. 1943).





(b)



(a)

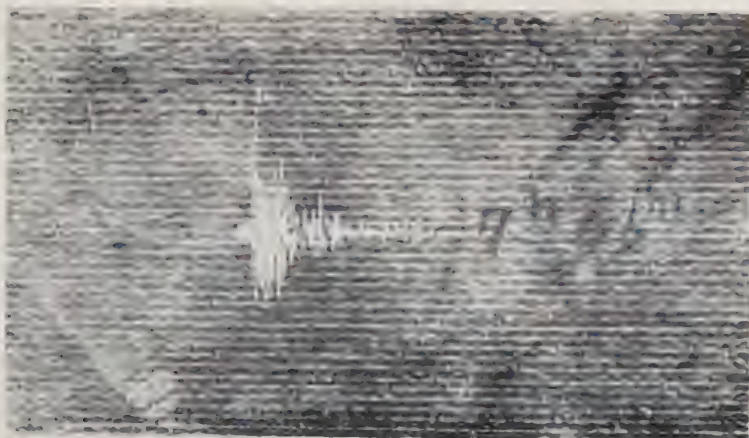
Fig. 2. - Seismograms of the various volcanic earthquakes.

- a) The volcanic earthquakes of the ordinary type, at the activity of Miyake sima and the volcanic pulsations caused by the Strombolian type eruption of Miyake-sima during July - Aug. 1940.  
 b) The volcanic earthquakes and pulsations caused by the mud-eruptions of Volcano Kasatu-sirane, 1938.

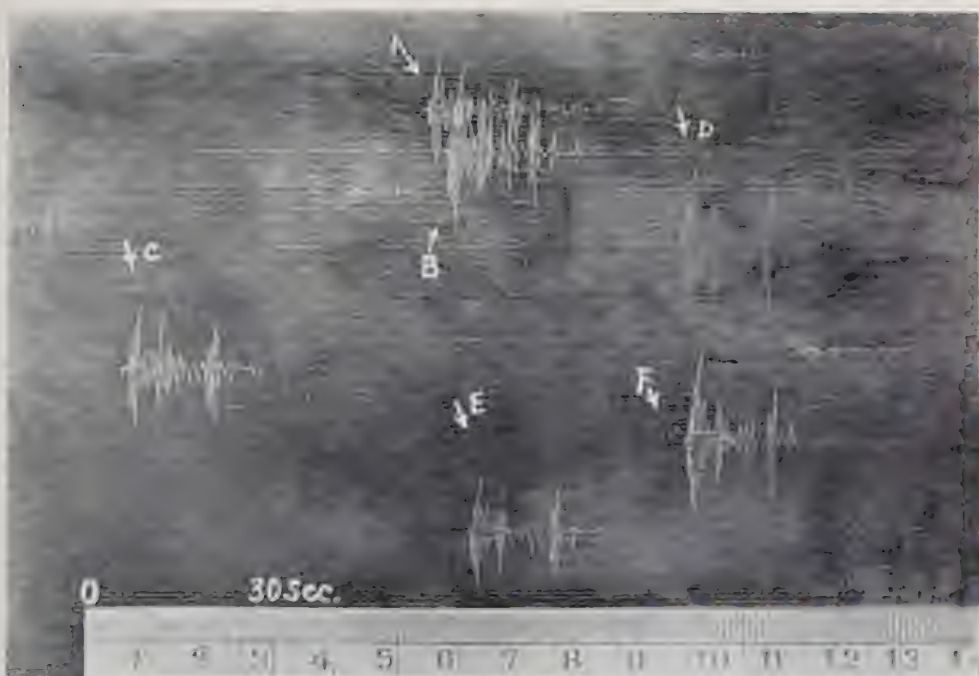




TAKESHI MINAKAMI - *On Explosive Activities of Andesitic Volcanoes and Their Forerunning Phenomena.*



(a)



(b)

Fig 3. - Seismograms of the various volcanic earthquakes.

- a) A volcanic earthquake of the ordinary type occurred at the large scale activity of Usn during 1944-1945.
- b) The earthquakes of peculiar form caused by growth of the new lava dome of Usn during Dec. 1944 - July 1945.



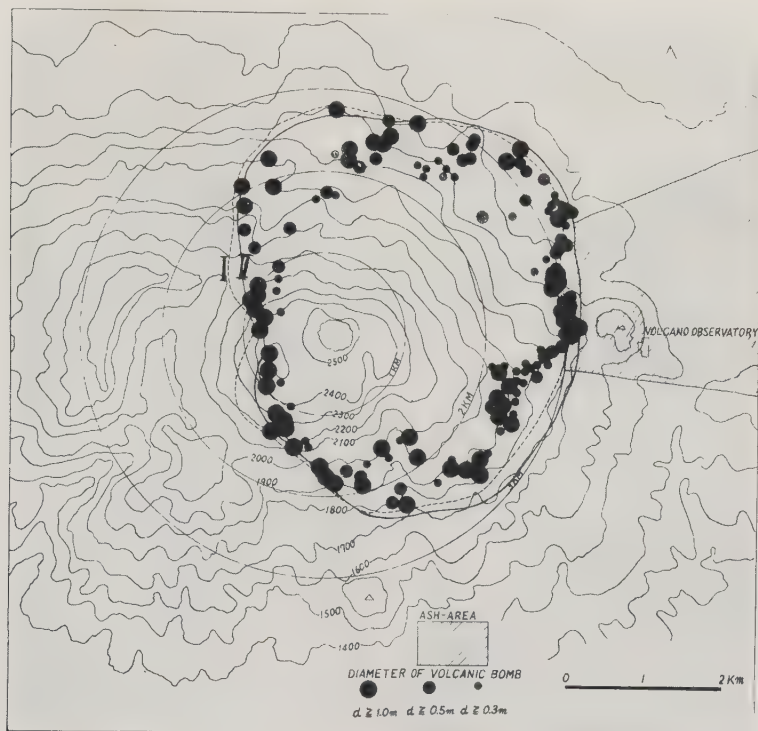


Fig. 4. - Geographical distribution of volcanic bombs in the explosion on April 16, 1937.

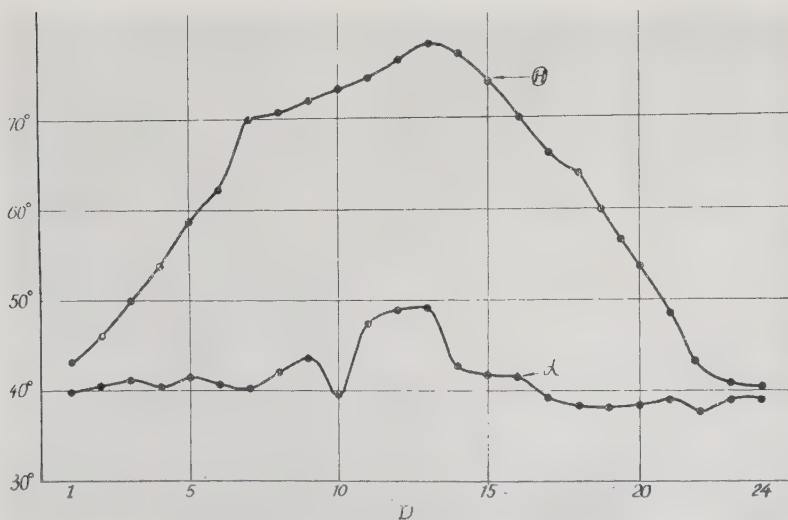


Fig. 5. - Angles of emission of bombs in the explosion on April 16, 1937.



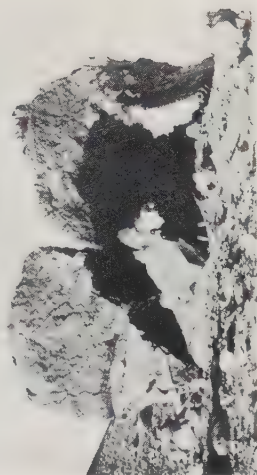
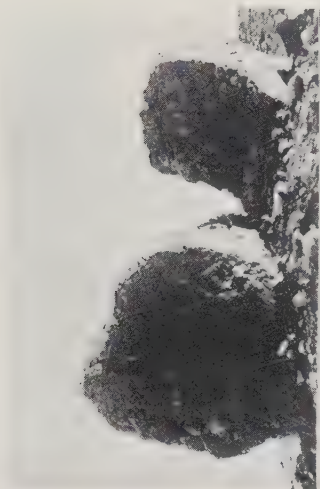


Fig. 6. b) Large lava-blocks ejected at the explosion on June 7, 1938.

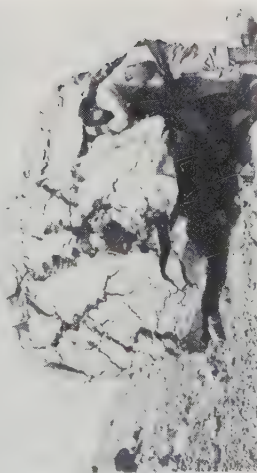


Fig. 6. a) Large lava-blocks ejected at the explosion on April 16, 1937.





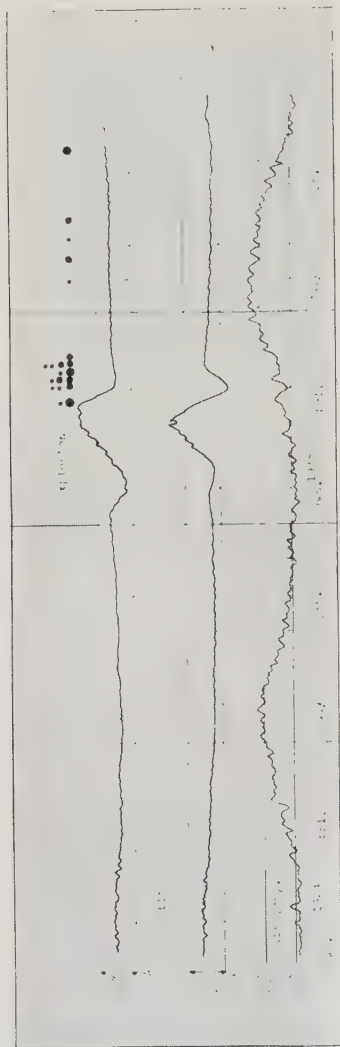


Fig. 7. - Tilt at the Nakanosawa station and explosions during 1934-1935.  
(Air temperature outside the observation room.).



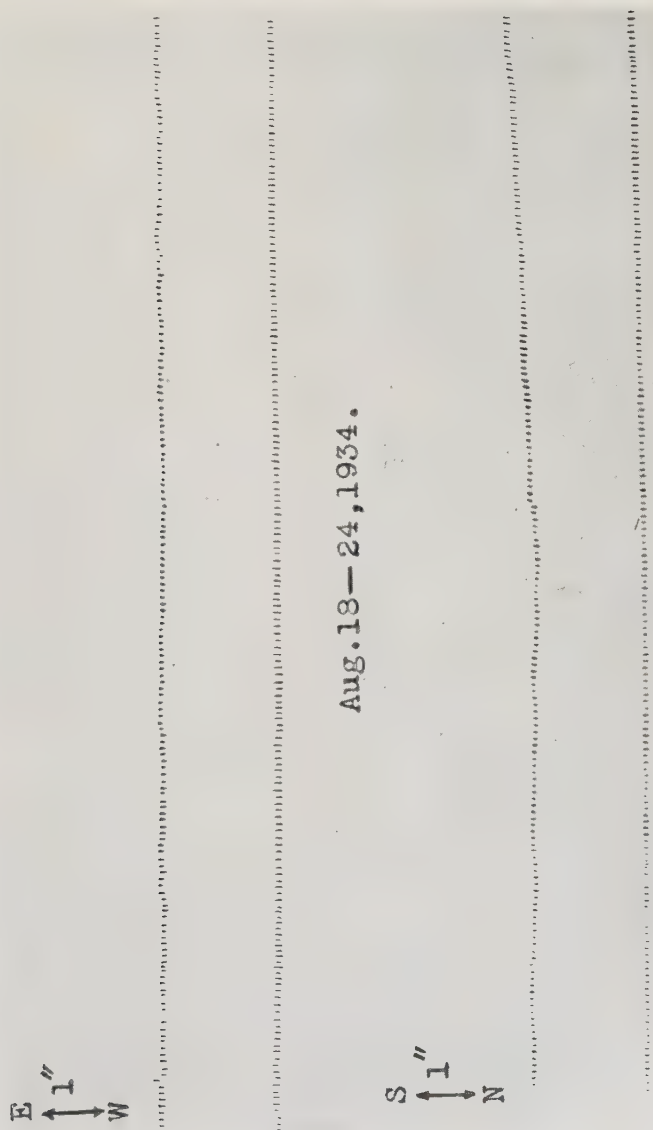


Fig. 8 a) - Records of tilt at the calm period.



AKESHI MINAKAMI - On Explosive Activities of Andesitic Volcanoes and Their  
Forerunning Phenomena.

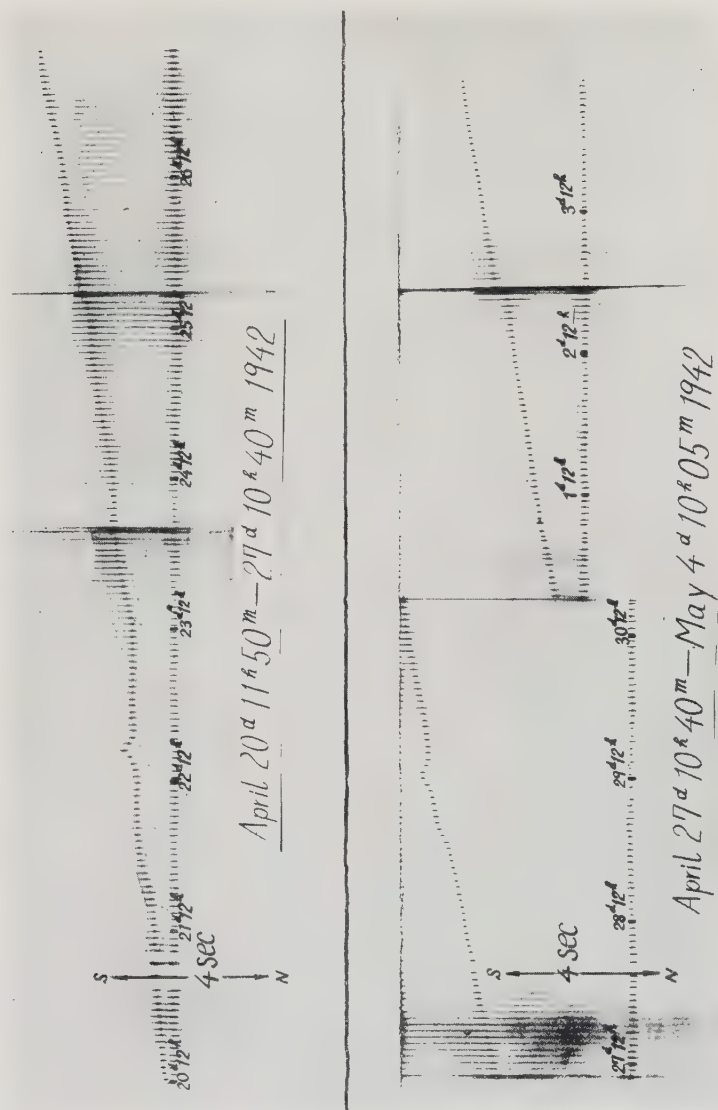


Fig. 8 b) - Records of marked tilt related to the volcanic activity.





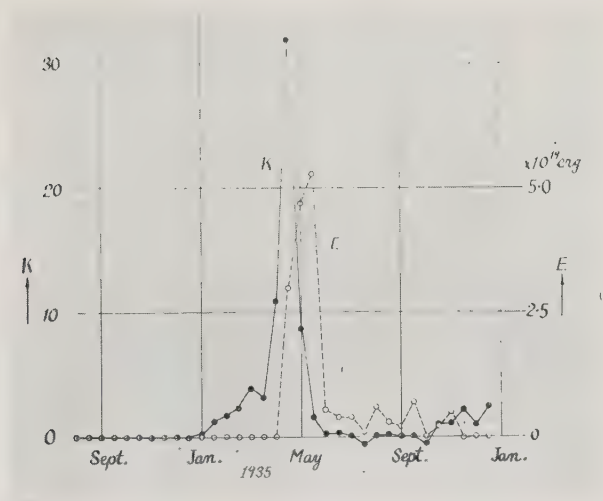


Fig. 9. - The time distribution of the explosion energies of every half month and semi-monthly character numbers during Jan. - Dec. 1935.

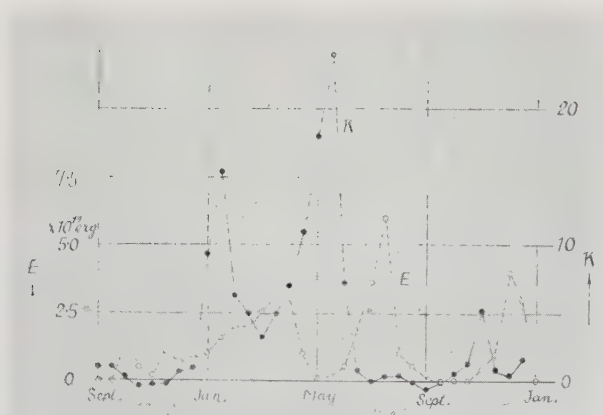


Fig. 10. - The time distribution of the explosion energies of every half month and the semi-monthly character numbers during July 1940 - Dec., 1941.



AKESHI MINAKAMI - *On Explosive Activities of Andesitic Volcanoes and Their Forerunning Phenomena.*

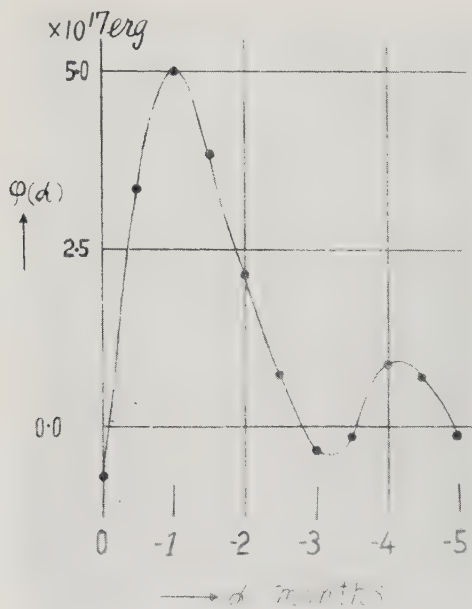


Fig. 11. - The forecast function.

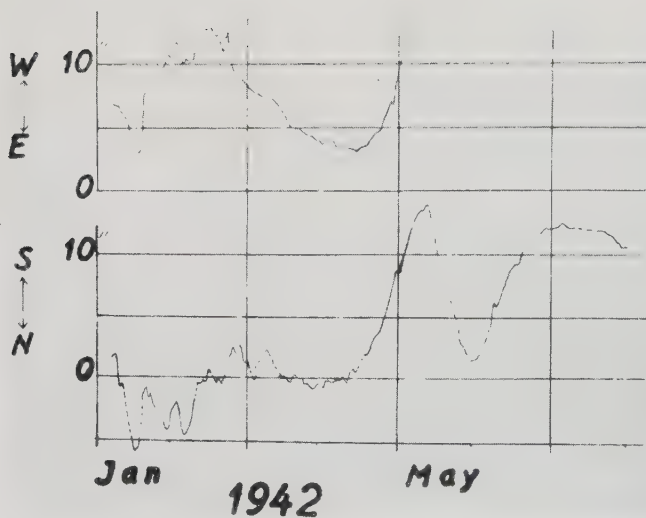


Fig. 12 - Marked tilt appeared during the period Jan. - July, 1942.



TAKESHI MINAKAMI - *On Explosive Activities of Andesitic Volcanoes and Their Forerunning Phenomena.*

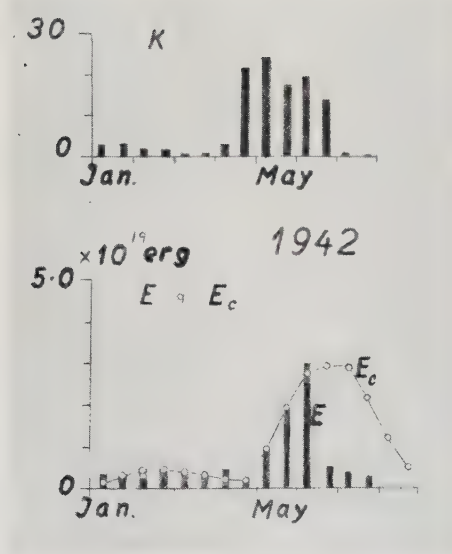


Fig. 13. - The comparison of two kinds of explosion energies, the one calculated and the other occurred actually.

$E_c$ : explosion energy expected by the forecast function.

$E$ : explosion energy occurred actually.





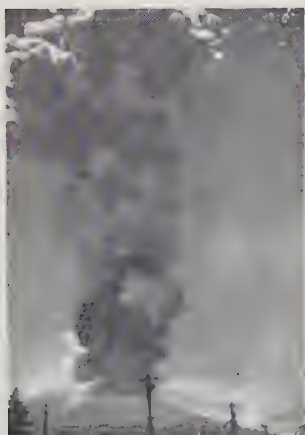
TAKESHI MINAKAMI - *On Explosive Activities of Andesitic Volcanoes and Their Forerunning Phenomena.*



(a)



(b)



(c)



(d)

Fig. 14. - The violent explosion of Volcano Asama on Aug. 14, 1947.  
Four stages of the explosion.

- |    |            |  |
|----|------------|--|
| a) | 30 seconds | after the occurrence of the explosion. |
| b) | 40         | »                                      |
| c) | 60         | »                                      |
| d) | 100        | »                                      |



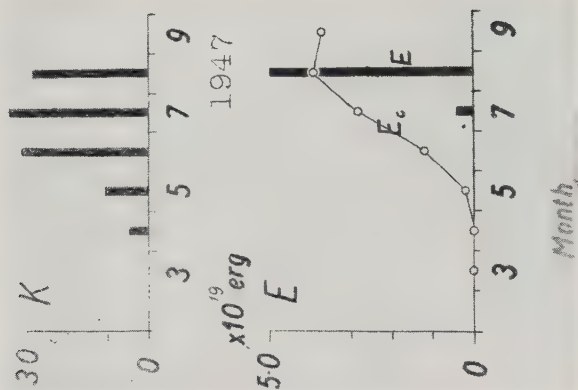


Fig. 16. - The comparison of explosion energies, the one forecast and the other occurred actually.  
 $E_c$  : explosion energy expected by the forecast function.  
 E : explosion energy occurred actually.

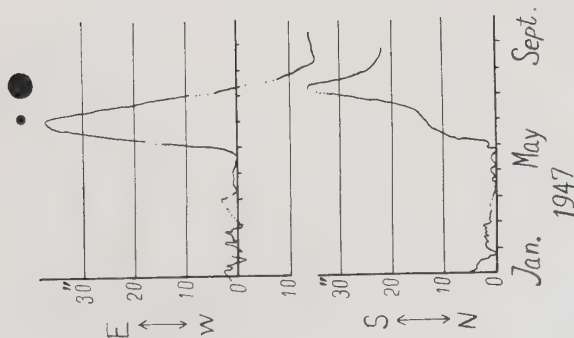


Fig. 15. - Marked tilt appeared during the period from June to July, 1947.  
 (Black circles indicate explosions).



TAKESHI MINAKAMI - *On Explosive Activities of Andesitic Volcanoes and Their Forerunning Phenomena.*

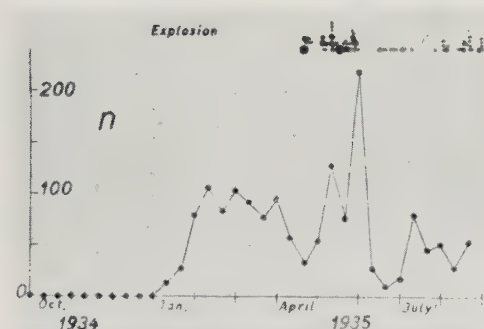


Fig. 17. - The time relation between numerous micro-earthquakes and explosions of the Asama volcano, in the period 1934-1935.

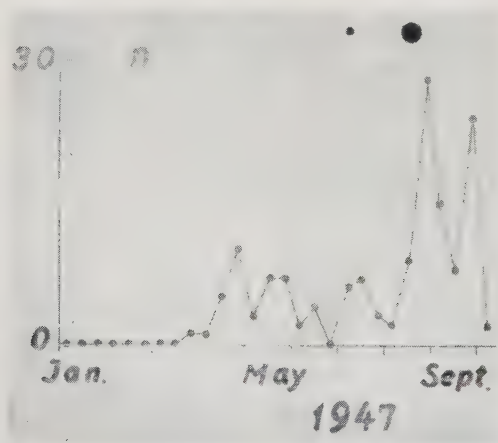


Fig. 18. - Numerous micro-earthquakes occurred prior to the explosions on July 6 and August 14, 1947.  
(Black circles indicate these explosions).











Fig. 21. - New volcano appeared during Jan. 1944 - Oct. 1945 at the eastern foot of Volcano Usu. This new volcano was caused by upheaval of the earth ground, not by accumulation of ejecta.



## **Volcanes y erupciones volcánicas de España estudiados y descritos en estos ultimos años.**

En el Boletín Volcanológico de la Unión Geodésica, n.º 13 y 14 — 1927 — se insertan dos notas que presenté al Congreso de la Unión Internacional Geodésica y Geofísica celebrado en Praga « Bibliografía de la región volcánica de la provincia de Gerona » y « Catálogo de los volcanes de la provincia de Gerona ». Esta región quedó perfectamente estudiada y se hizo de ella una completa descripción en 1926 con motivo del XIV Congreso Geológico Internacional, publicada en español y en francés en la Guia C-4 (Cataluña), de las excursiones del Congreso y escrita por el autor de esta nota y el Prof. J. MARCET RIBA.

Igualmente está bien estudiada la región volcánica de Ciudad Real, de la que publicó la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid una extensa monografía escrita por el Prof. FRANCISCO HERNANDEZ-PACHECO DE LA CUESTA. Estamos en cambio, esperando, hace tiempo un estudio análogo de la interesantísima región volcánica del Cabo de Gata, de la cual se conocen bastante bien sus rocas, pero falta aún un estudio volcanológico detallado.

En estos quince últimos años se han hecho estudios interesantes, que han permitido descubrir nuevas erupciones y describir y conocer mejor algunas citadas anteriormente pero mal estudiadas. Creo de interes dar a conocer en una breve nota de conjunto estos volcanes y erupciones que han sido estudiados con detalle por mi y por el Prof. ALFREDO SAN MIGUEL ARRIBAS, de la Universidad de Barcelona.



## **Erupcion riolítica de la Sierra del Cadix** **(Barcelona - Lerida)**

El año 1934 y como resultado de una larga campaña de investigaciones, pude fijar, limitar y describir una importante erupción riolítica en la Sierra del Cadí en las publicaciones del Museo de Ciencias Naturales de Barcelona, vol. VI-1934-. Se habían citado en esta zona por varios autores porfiritas y pórfidos felsíticos, sin hacer descripciones petrográficas ni estudios volcanológicos.

Como corresponde a su naturaleza litológica no se reconocen aparatos volcánicos, sino únicamente una potente masa de lava riolítica y en algunos puntos, tobas y rocas cineríticas del tipo ignimbritas. La erosión que ha trabajado intensamente y durante mucho tiempo sobre ella, ha creado un paisaje accidentadísimo, rudo y agreste, con picachos muy agudos y laderas de fuerte pendiente. Su color pardo rojizo oscuro hace que destaque perfectamente desde lejos sobre el fondo gris claro de la caliza devónica y del Cretácico y Eoceno que la rodean.

Se encuentra enclavada en una depresión, limitada al N. por la gran mole del Moxaró y al S. por las crestas disimétricas, muy elevadas, de las calizas eocénicas que buzando al S. tienen su frente Norte, el que da vista a la masa eruptiva, muy abrupto. Esta depresión alargada, en cuyo centro se aloja la riolita, es una pequeña fosa tectónica, cuyas fallas aprovechó el magma riolítico para salir al exterior.

La zona en que aparece la colada o masa de riolita, está situada entre el Coll de Pendís y el E. de Greixa. Sigue casi de E. a O., al pie de los grandes escarpes de la Sierra de Moxaró, que al E. del Coll de Pendís inicia la rama oriental de la Sierra del Cadí, que continua por Peñas Altas y otras crestas, hasta llegar al Pla d'Anyell, donde termina geográficamente por esta parte.

Por la parte S, se ve la colada en contacto con las arcillas rojas del permotriás, que buzan al S, en las cuales se reconoce, en la zona misma de contacto, tobas y penetraciones numerosas de riolitas verde y rojiza. La masa de riolita en este borde, de

color rojizo o pardo, aparece dividida en lajas paralelas y en capas, como si fuera una roca estratificada y con caracteres de porfiroide: su espesor entre Can Millarés y Greixá, es de unos 500ms. En el borde N. está en contacto inmediato con el Carbónífero, pero un poco más abajo de la casa, al SO. entra en contacto con el permotriás.

En Greixa puede verse que la colada pasa inmediatamente al N. del pueblo y que sigue al O. hasta perderse de vista. Su borde S. se sigue bien yendo por el camino que conduce a la Font del Clot de Sant Pere, abierto en su mayor parte en el contacto de la riolita con el permotriás, pero algunos trechos corre sobre la riolita misma y en otros corta areniscas cretácicas. En esta parte, la riolita se dispone en capas paralelas, con bandas de color verde, otras rojas, otras grises claras con tonos unas veces rojizos y verdosos otras. Muchas de estas masas estratificadas y zonales corresponden a cenizas endurecidas, cineritas o ignimbritas y como quiera que en muchos sitios esta riolita zonal y estratificada se presenta más o menos plegada, hay que suponer que después de la erupción se han producido en esta zona empujes orogénicos, que han afectado a las partes más externas y menos rígidas de la erupción.

Siguiendo el camino hacia el Coll del Escriu, se ve continuar la colada paralelamente al camino y al N. de él. Siempre en contacto con el permotriás, pero este terreno va reduciéndose cada vez más hasta que termina en cuña a unos 1250 ms. de altitud y después sigue el camino por el Cretácico superior. Desde el Coll del Escriu se ve que la colada, ya en el Cretácico, sigue al N. del camino entre el Coll de Pilatos y otro pequeño paso que hay sobre la Font de la Cabrera y que de aquí sigue sin interrupción hacia el Coll de Pendís, con iguales caracteres, forma y aspecto y termina a unos 500 ms. al NO. de la Font del Faig, y a menos de un kilómetro al E. del Coll de Pendís, entre los 1700 y 1800 ms. de altitud. En su borde occidental termina en forma de frente arqueado, con un espesor superior a los 200 ms. quedando cubierta por el Cretácico superior del Coll de Pendís, que es francamente transgresivo sobre la riolita y en las arenas y cantitos de esta formación se ven granos de la riolita verde y rojiza, lo que no permite asegurar que la erupción es an-

terior al Neocretácico y desde luego es posterior al Pérmico superior.

La colada tiene su máximo espesor hacia el centro, que alcanza los 500 m. y su longitud es de unos 7 Km. en línea recta. Las rocas que se encuentran son riolitas normales, porfídicas, afídicas, a veces con estructura perlítica, fluidal muchas; brechas, cineritas, y unas tobas con caracteres de ignimbritas. Todas son extremadamente ácidas, hololeucocratas.

## **Erupciones de la region del Bajo Ebro.**

### **Características generales.**

Esta región constituye una típica zona de plegamiento, en especial en su región occidental, con sus características imbricaciones y cabalgaduras a expensas de los materiales plásticos que actúan como deslizantes. Es en estos planos de cabalgadura, en los que la erosión ha sido enormemente facilitada, sobre los que se han modelado las depresiones triásicas, cual las de Pauls, Alfara, Benifallet, etc. y en las que se localizan la mayor parte de las erupciones de esta región.

Unas son de claro tipo explosivo y en especial las del Castell de Carles, Ermita de San Roque (Pauls), Más de las Eras (Horta de San Juan) y Valle de Cosp (Cardó), presentando restos de conos degradados, constituidos por la acumulación de los materiales de explosión (bombas, lapillis, etc.), y por tobas y masas peperínicas o de conglomerados volcánicos, que recubren restos de coladas, de muy reducida extensión y bloques de basaltos, oscuros y frescos algunas veces y escoriáceos, cavernosos y espilíticos las más.

Otras por el contrario, como las del Más del Guitarró y Collet del Aubadà (Pauls), por ejemplo, corresponden a erupciones de tipo tranquilo, en forma de diques, sin restos de aparatos volcánicos y con escasas o nulas coladas. Estas presentan, por lo general la roca fresca oscura y compacta, ofreciendo una gran analogía macroscópica y microscópicamente hablando con las rocas basálticas de la provincia de Gerona.

## **Erupciones en la rivera oriental.**

### **Erupciones en el valle de Cosp (Cardo).**

El pintoresco y fértil valle de Cosp orientado de NE. a SO., tiene aproximadamente Kilómetro y medio de largo, por unos 500 m. de ancho en su parte más amplia.

La génesis del valle parece de origen tectónico, aprovechando la cabalgadura que le recorre a todo lo largo.

Ascendiendo por el camino que siguiendo el valle todo a lo largo se dirige a la Portella, se encuentran los primeros afloramientos cerca del Más del Roc, constituidos por lapillis y conglomerados volcánicos, con restos de basaltos muy alterados, en parte recubierto por las tierras de labor.

En la fuente Murria, debajo de la Portella, hay un afloramiento que ha producido una zona de mineralización, producto seguramente del metamorfismo en las margas rojizas del Keuper. El afloramiento tiene allí unos 2 m. de alto por 8 de ancho, presentando el material un aspecto como brechoide, muy alterado. Da la sensación de que estas especies de filones hayan jugado después de la emisión, pues aparece como atravesándolos un pequeño plano de fractura.

Continuando aguas arriba del valle se encuentran otros dos pequeños afloramientos.

Pero la erupción más importante está, siguiendo el camino y a unos 150 m. del Más del Tono; constituye ésta un gran manchón de tobas, y restos de lavas, bombas, escorias, etc., y una masa basáltica in situ que parece la chimenea de la erupción, con su colada que llega hasta el fondo del valle y masas considerables de bloques de basalto. Cerca del Más del Tono y hacia el valle encontramos dos bombas de gran tamaño, agrietadas y con aspecto de corteza de pan, así como un resto de colada. El hecho de que el material basáltico sea aquí mucho más compacto y fresco, parece indicar que es efectivamente ésta la chimenea principal de la erupción.

Se inicia este volcán en las inmediaciones de la Barraca, siguiendo el camino que descendiendo del Portell lleva al Más del Tono, donde el suelo margoso-arcilloso se presenta de un color

rojizo y con restos abundantes de pequeños trozos de basalto, más o menos redondeados; un poco más adelante se pasa ya a un suelo formado por lapillis, conglomerados volcánicos y restos diversos de productos de la erupción, con núcleos redondeados de basaltos que al partirlos muestran multitud de pequeñas amígdalas, en contacto unas con otras, rellenas de calcita limpia y cristalina. Al pié mismo de la Barraca aparecen pequeñas masas de basalto in situ, muy alteradas de color pardusco y con disyunción bolar, que no son más que pequeñas apófisis de la chimenea principal que se encuentra hacia el Más del Tono. Continuando por el mismo camino, se sigue perfectamente la erupción que presenta, en esta parte, un débil techo de dolomías del Keuper, muy metamorfizadas, recogiendo a lo largo de este camino restos de escorias basálticas, basaltos alveolares y cavernosos y basaltos espiliticos con sus amígdalas rellenas de una serpentina de color verde intenso. La erupción se continua hacia el fondo del valle, en dirección al Más del Yerro, ensanchándose luego considerablemente y prolongándose hasta el pié de Láubaga, donde se pierde bajo los derrubios.

Un poco más arriba, hay otro afloramiento de menores dimensiones, con abundantes bloques de basalto, relativamente frescos. Encima de él se disponen las calizas del Trías, que son brechoides, de manera que la erupción sale exactamente en el contacto entre estas calizas y las jurásicas.

Desde luego parece indudable que la emisión se ha hecho aprovechando la cabalgadura que atraviesa el macizo de Cardó de NE. a SO. y que se pone de manifiesto en la Portella de Cosp, donde se observa una zona de milonitización.

### **Erupciones en la zona de Benifallet.**

La depresión triásica de Benifallet, cerrada al S. y al E. por las estribaciones de la Sierra de Cardó y al O. por el curso del Ebro, está constituida por una serie de relieves poco acentuados, producidos por las calizas del Muschelkalk y dolomías del Keuper que destacan a consecuencia de la erosión diferencial sobre las margas y yeso por una parte, y debido a su accidentada estructura por otra.



En conjunto estos relieves se disponen formando tres anticlinales alargados e imbricados de dirección NE.-SO., constituyendo la característica tectónica de esta zona.

Entre estas imbricaciones y a lo largo de sus planos, salen al exterior una serie de erupciones basálticas, todas con las mismas características de yacimiento, estructura y composición mineralógica. Solamente tienen características diferentes y especiales, los dos afloramientos de Rasquera.

### **Erupcion de Rasquera.**

En el pueblo de Rasquera y al lado del cementerio, hay otro afloramiento basáltico, en un pequeño promontorio de forma redondeada, que tiene tan solo unos 4 metros de altura, por unos 25 de diámetro.

La primera impresión induce a creer en la existencia de los restos de un tapón de chimenea volcánica, pero una observación detenida del cerrito y de sus alrededores, demuestra que la roca basáltica, enormemente alterada, se dispone a modo de techo sobre las margas rojizas con yesos, observándose además que la masa in situ se encuentra unos pocos metros más arriba, al pié de un pequeño barranquillo abierto en las mismas margas, recubierta aquí por una capa del Cuaternario.

Todo esto demuestra que la pretendida cúpula, no es más que un resto de una masa eruptiva inyectada entre las margas, la cual una vez barrida por la erosión la cubierta superior, ha servido de protección a las margas situadas debajo de ella y ha permitido la formación de ese minúsculo relieve.

Al E., del cementerio y debajo del mismo, en la carretera de Cardó, se encuentra otro afloramiento, de unos 6 m. de extensión visible, pues está recubierto en gran parte por los derrubios. A diferencia del anterior, en éste puede claramente apreciarse su carácter interestratificado entre las calizas y las dolomías y las margas del Keuper.

### **Erupciones en la carretera Rasquera - Cardó y Rasquera - Benifallet.**

Subiendo por la carretera que conduce de Rasquera al Bañero de Cardó, se cortan una serie de afloramientos eruptivos,

caracterizados todos por estar metidos entre las margas del Keuper y presentarse enormemente alterados, desmenuzados, o en forma de pequeñas bolas o nódulos, de color rojizo achocolatado, lo que denuncia desde lejos su presencia. Se presentan como interestratificados en los planos de laminación entre las margas y las calizas. Son pequeñas masas de magma, introducidas en el plegamiento y que se han solidificado entre las margas, formando estos tipos de basaltos melafídicos vitrófidos.

El primer afloramiento importante, es el que corta la carretera debajo mismo de la cota 587, tiene unos 20 m. de largo y se extiende a ambos lados de la carretera, descendiendo hacia el barranco, donde queda recubierto por las tierras de labor. La roca está constituida por un basalto melafídico muy descompuesto. Siguiendo la ascensión, por la misma carretera, se encuentra en el sitio denominado el Pesol otro afloramiento, menor que el anterior, integrado por nódulos basálticos, más o menos redondeados, que se presentan incluidos en las margas.

Más arriba se encuentran otros afloramientos, uno situado en el fondo del barranco y otro en el collado de la cota 380, cortado por una pronunciada curva de la carretera. Tiene las mismas características que los anteriores, si bien aquí el basalto se muestra más compacto.

En el trayecto entre Rasquera y Benifallet, siguiendo la carretera, se encuentran análogas manifestaciones eruptivas, en semejantes condiciones estratigráficas y tectónicas. Esta carretera trazada en las margas del Keuper, corta también unos cuantos afloramientos de basaltos melafídicos; los más importantes son los que afloran en el Km. 30-31 de dicha carretera. Más adelante, al pie de la cota 174 afloran, a la izquierda de la carretera, otros dos asomos basálticos casi juntos y de pequeñas dimensiones, y por último en la recta de la carretera, al pie del Carmuli, asoman otros dos también de reducida extensión y muy alterados.

### **Erupciones en la zona de Vandellós.**

En la zona triásica de Vandellós y a lo largo de la carretera de Tivisa a Hospitalet, se localizan unas importantes ma-



nifestaciones éruptivas, cuya situación y características principales vamos a describir.

En el Km. 7,6 de esta carretera, pasada la casilla de camineros y un poco antes de llegar al Más Boquera, existe un importante afloramiento, cortado por la carretera. Tiene unos 40 m. de extensión por unos 3 y medio de altura, y está constituido por una masa eruptiva de color gris oscuro o gris amarillento en superficie y verdosa en fractura reciente, de grano mediano o fino, muy alterada y atravesada por venillas y geodas calcíticas.

Asoma entre las margas yesosas abigarradas del Keuper. La salida de la erupción tiene lugar por una imbricación existente entre las capas de calizas con fucoides del Muschelkalk y verificada como siempre a expensas del Keuper margoso.

En el Coll de Más Vell, cerca del Más Riudoms, existe otro afloramiento, con análogas características de yacimiento y de aspecto macroscópico idéntico.

### **Rivera occidental.**

En esta región eminentemente montañosa, caracterizada por sus ásperos relieves, hemos de considerar cuatro importantes zonas eruptivas, que son: las de Prat de Compte, Pauls, Alfara y Horta de San Juan.

La primera y más septentrional, en contacto ya con los materiales terciarios de la depresión del Ebro, es, después de la de Pauls, la más importante en cuanto al número de sus afloramientos, aún cuando éstos revisten la mayoría poca importancia, por su reducida extensión y potencia.

Al S. de ésta, se encuentran las zonas eruptivas de Pauls y Alfara, que coinciden con dos importantes accidentes morfológicos de la región, constituidos por dos encajadas depresiones orientadas de NE. a SO.

En la de Alfara, que es la más amplia, se encuentra el importante aparato volcánico degradado del Castillo de Carles y que constituye juntamente con el de Horta, la más importante erupción de tipo explosivo. Tanto en esta última, como en la de Pauls, presentan sus afloramientos mayor importancia, en espe-

cial por lo que se refiere a la potencia de sus asomos eruptivos, que en la de Prat de Compte.

En la zona de Horta de San Juan, situada a occidente de la de Pauls y en pleno relieve de los Puertos, se encuentra el importante volcán degradado del Más de las Eras, mayor en extensión y potencia que el de Carles y en mejor estado de conservación.

En las cuatro zonas asoman las erupciones, bien en las depresiones excavadas en el Keuper margoso, bien en las zonas montañosas por sus accidentes e imbricaciones, observándose como a medida que nos vamos alejando de la zona más intensamente plegada, por su choque contra el antepaís del Ebro, las erupciones se presentan en menor número, acabando por desaparecer, siendo las últimas que se encuentran, en dirección S., las localizadas en el valle de Alfara.

### **Erupciones en la zona de Prat de Compte.**

Fijando como base de partida el pueblo de Prat de Compte, se pueden recorrer y estudiar una serie de importantes afloramientos basálticos que hacen a esta zona por demás interesante en el aspecto de sus manifestaciones volcánicas.

#### **Erupciones de Prat de Compte.**

Tomando el camino de los Baños, que del pueblo sale en dirección al cementerio y siguiendo al llegar al cruce de caminos, el de la derecha que va a pasar entre las cotas 379 y 328, llegamos, al pié casi de estas cotas, donde asoma un pequeño afloramiento constituido por una roca basáltica muy alterada que sale entre las margas irisadas. Tiene poca extensión y escasa importancia, y sus materiales se presentan alterados y con aspecto de basaltos típicos.

Siguiendo, a poco de salir por la carretera de Prat de Compte a Tortosa, antes de llegar al Km. 28 se alcanza un pequeño montículo constituido por la cota 325, situada a la altura de la casilla de camineros; en esta cota existe un pequeño afloramiento de una roca muy alterada con cierto tinte verdoso incluida en las margas del Keuper. Tiene una extensión visible de unos 6

m., pues está recubierta por derrubios y tierras de labor. Un poco más arriba se encuentran nuevamente derrubios, con abundantes restos de rocas basálticas. La roca se presenta alteradísima e incluida entre las margas como en el caso anterior. Por encima de estas margas se recogen abundantes restos de lavas escoriáceas y cordadas, lo cual juntamente con el aspecto del afloramiento parece demostrar que se trata de un volcán con colada erosionada y recubierta por los derrubios de la cota 521.

Continuando por el mismo camino se llega al Collet de l'Aubadà (cota 413 m.), donde se localiza la erupción más importante por su extensión y potencia. Aflora en el mismo Collet, cortando el camino la erupción.

La erupción tiene de unos 50-60 m. de extensión a lo largo del camino, presentándose incluida entre las margas del Keuper y las calizas del Muschelkalk.

La roca se presenta fresca, de color oscuro y de grano fino, con todo el aspecto de un basalto típico. La emisión tiene lugar en un plano de cabalgadura y puede apreciarse perfectamente la chimenea volcánica, así como filones metalíferos formados en las salbandas. Toda la masa presenta la clásica disyunción bolar, en unas zonas mucho más alterada que en otras.

Por la carretera de Prat de Compte a Tortosa, se encuentran también algunos afloramientos de rocas basálticas.

En el Km. 22 aparece una pequeña erupción basáltica muy alterada y de pequeña extensión. Pero unos 100 m. más allá corta la carretera una gran erupción junto a la Venta del Fangar. La masa basáltica tiene alrededor de unos 100 m. de extensión y su emisión se ha verificado aprovechando una fuerte imbricación. El asomo eruptivo está dentro de las margas del Keuper y limitado en su parte superior por un techo de calizas triásicas. La roca se presenta alteradísima, de color verdoso, más o menos oscuro, presentándose atravesada por filones o inyecciones metalíferas, en especial en sus salbandas.

Un poco antes de llegar a la erupción citada del Fangar y a la derecha de la carretera, sale un caminito que nos lleva a empalmar con una pista construida durante la guerra de Liberación, que dirigiéndose hacia la cota (502 m.), denominada el Puig, empalma con el camino de las Fontanosas que sale a la

carretera de Pauls, un poco antes de llegar al Km. 8. Esta pista atraviesa, a lo largo de su recorrido, varias veces la cabalgadura que se inicia en la Venta del Fangar y que se continua con la que atraviesa la carretera a Pauls, entre los Kms. 5-6. Dicha cabalgadura, está jalonada por una serie de erupciones basálticas, algunas de las cuales se atraviesan a lo largo de dicho camino. Antes de llegar a unirse con el camino de Fontanosas, cerca del Más del Augeró, se encuentran dos de estos asomos constituídos por unas rocas compactas o ligeramente porosas, grises o rojizas, según su estado de alteración, predominando estas últimas, pesadas, duras y más o menos consistentes, según su alteración, con disyunción irregular o en bolas.

Se encuentran estos afloramientos, casi totalmente recubiertos por las tierras de cultivos y por derrubios, entre los que se recogen profusamente estos basaltos.

En el camino de Fontanosas y muy cerca del cruce de este camino con la pista citada, hay otro pequeño asomo eruptivo con las mismas características que los anteriores.

### **Erupciones del valle de Pauls.**

Al pié del mismo pueblo de Pauls se encuentran dos afloramientos. El primero está situado en la bajada del pueblo, hacia el camino de l'Aubadá, atravesando el barranco del Tormasol y un poco antes de llegar a los lavaderos del pueblo. En dicha bajada afloran las margas rojizas con yesos que siguen hasta el fondo del barranco. La erupción que es de muy reducido tamaño, está constituida por una masa de unos 2 m. de ancho, de una roca muy alterada, algo verdosa.

Bajando hasta el fondo del barranco y atravesando éste, se encuentra inmediatamente y en el principio del camino de l'Aubadá otra erupción que ocupa mayor extensión que la anterior, aunque sus límites no pueden fijarse con exactitud, por estar en gran parte recubierta por los acarreo del barranco y por gruesos bloques calizos desprendidos de las laderas de l'Aubadá.

La roca se presenta también muy alterada, con tonos oscuros, algo verdosa. Probablemente las dos erupciones corresponden a una misma emisión cortada y enmascarada por los aportes del torrente o en todo caso la de los lavaderos es una pequeña apó-

fisis de la del fondo del barranco, que constituye la masa o chimenea principal de la erupción.

Saliendo de Pauls por el camino de Canals, en dirección a la Ermita de San Roque, se encuentra pasado el cruce de este camino con el de Alfara, un importante afloramiento cortado por el camino. Tiene aproximadamente unos 80 m. de extensión a lo largo del camino y sale entre las margas, aunque todo él se halla recubierto por una formación cuaternaria, quedando al descubierto por el trazado del camino que se encaja 2 o 3 m. dentro de la roca, por lo cual es imposible el precisar sus límites, aunque se aprecia bien la importancia y potencia de la erupción.

Un poco más adelante se encuentra otro afloramiento con idénticas características, aunque de algo menor extensión.

Siguiendo el camino de la Ermita y cerca ya de la caudalosa fuente de San Roque, que brota en el contacto de las calizas jurásicas con las margas del Keuper, se empiezan a encontrar por el camino cantos de basaltos, negros, compactos y frescos, así como escoriáceos y cavernosos que son arrastrados por las aguas torrenciales y que indican la existencia de una importante erupción, a juzgar por la profusión cada vez mayor de dichos cantos. En efecto, siguiendo la ascensión, se llega al collado de la cota 886, donde en una especie de explanada o relano, encontramos una importante erupción, un volcán degradado, que ocupa unos 200 m. a la redonda, y sobre la que asientan viñedos y tierras de cultivo.

En dichos viñedos se recogen con enorme profusión, bloques negros de basalto compacto y trozos de basaltos cavernosos y espelíticos, así como escorias y restos de lavas.

## **Erupciones del valle de Alfara.**

### **Volcán de Carles.**

Ascendiendo por el camino que siguiendo el valle de Alfara se continua hasta el Toscó, se divisa encuadrado por un amplio anfiteatro de murallones calizos, un pequeño promontorio coronado por unas ruinas, restos del denominado Castillo de Carles.

Al pié mismo de esto Castillo, existe una importante erup-



ción que abarca unos 100 m. de longitud y unos 30 de ancho, aunque difícil de precisar, pues llega la erupción hasta el fondo del barranco, donde es recubierta por las tierras de labor, desprovisto casi por completo de vegetación.

Por encima de la erupción y hacia el Castillo, aparecen las dolomías del Keuper algo metamorfoseadas y sobre las cuales asientan las ruinas del Castell de Carles. El asomo volcánico está constituido por una masa de conglomerados volcánicos, lapillis, tobas peperínicas, escorias y bombas que le dan un carácter de cono de explosión. Se recogen también trozos de basalto pardo rojizo en superficie y oscuro en fractura reciente, con clara disyunción bolar.

En conjunto su aspecto es el de una chimenea volcánica de tipo estrombólico, recubierta por los materiales de explosión, que forman un pequeño cono muy degradado.

Además del volcán estrombólico degradado de Carles hay otras erupciones importantes en el valle de Alfara.

### **Erupciones del Toscá de Alfara.**

Siguiendo el camino del Castillo de Carles y a unos 2 Km. más al SO. en la parte más frondosa y fértil del valle, se llega al lugar denominado Toscá de Alfara, donde se localizan algunos afloramientos basálticos. El primero que se encuentra es uno de reducida extensión al pie de la cota 1047, constituido por una roca basáltica, muy alterada y casi cubierta totalmente por los derrubios.

Continuando por el mismo camino se van encontrando abundantes cantos de basalto de un color pardusco en superficie, pero que al partirlos se nos muestran frescos, de un hermoso color negro y en los que a simple vista se distinguen algunos granillos de olivino. La presencia de estos cantos basálticos hace sospechar la existencia más arriba de alguna importante erupción, que constituya el afloramiento principal, como en efecto sucede, pues tras corta ascensión se encuentra el basalto in situ constituido por una gran masa basáltica, negra, con la clásica disyunción bolar unas veces y en adoquines más frecuentemente. El basalto es fresco,



negro, de grano fino y en él se ven destacar por su brillo granillos de augita y olivino.

La erupción es bastante potente, pero está en parte recubierta y enmascarada por un cono de deyección acumulado al pié de la cota 1047. Se la ve seguir hacia la Ermita de Santa Magdalena, como en efecto se comprueba siguiendo el caminito que lleva hasta ésta, continuandose hasta el pié de la citada ermita.

La chimenea estaría al pié de la cota 1047 y a la derecha del camino y de aquí a la Ermita serían restos de la colada.

*Erupción de la fábrica de papel.* Por último hemos de citar otro afloramiento basáltico de menos importancia, que se encuentra situado al pié de la Sierra del Ullal, a unos 400 m. hacia levante, de la fábrica de papel Arribas y que se presenta bastante alterado y de escasa potencia y extensión, con análogos caracteres macroscópicos que los basaltos descritos del Tosca.

### **Erupciones de Horta de San Juan**

En la agreste zona de los Puertos de Arnés y Horta de San Juan, se encuentra un volcán de tipo explosivo, que presenta cierta semejanza con la del Castillo de Carles, en Alfara.

Saliendo del pueblo de Horta, se toma el camino del barranco de la Canaleta, que conduce al lugar denominado el Rincón de la Monja, hacia la cabecera del citado barranco, donde se encuentra el volcán degradado del Más de las Eras.

Está situado este aparato volcánico al pié del Pico del Gancho, que queda al O. de la erupción, quedando al E. y S. cerrado el barranco por los relieves jurásicos del Coll de Basot y por las estribaciones septentrionales de La Tosa. Estos relieves separan esta erupción de la de la Ermita de San Roque, situada al NE, y a la cual se llega a través del Coll de Basot.

La erupción sale al pié mismo de estas moles calizas y en el fondo del barranco de la Canaleta y está constituida por un verdadero cono volcánico, degradado y seccionado por la acción erosiva del barranco, que ha desmantelado la parte del cráter y ha dejado a un lado y a otro restos más que suficientes para identificar la existencia de un volcán de tipo estrombólico.

La masa principal y mejor conservada se encuentra a la derecha del barranco, del lado del Más de las Eras, y está constituida por una acumulación de restos más o menos bien conservados, de lavas escoriáceas, cordadas, bombas volcánicas, bloques de basalto bolares o irregulares y masas de lapillis y cenizas y recubierto en parte por una capa de tierra arcillosa, amarronado-rojiza, producto de la alteración y disgregación de todos estos materiales.

En este cono se encuentran restos de coladas que no se siguen más que en corto trecho, aguas abajo del barranco y cuyo aspecto y disposición parecen indicar que la erupción fué muy pobre en emisión de lavas. Sobre los restos de estas coladas, hemos encontrado ejemplares de bombas volcánicas, en forma de huso, de tamaño relativamente pequeño.

Al otro lado del pequeño valle, que aquí forma el barranco, se encuentran también restos de coladas y de materiales basaltos de diversos tipos y fragmentos de bombas en costra de pan, con núcleos integrados por una roca leucocrata, ácida con aspecto de una arcosa. En cuanto a los basaltos que se recogen son, unos compactos y otros escoriáceos, vesiculares y porosos, con variada coloración, pardo-oscuros o negros los compactos, y rojizos los escoriáceos. Éstos presentan frecuentemente sus cavidades rellenas de productos secundarios, calcita, serpentinas, analcima.

Además de esta erupción, indudablemente la más importante, se encuentran en la misma zona, la del Más de Francho y la del « Single de Ferru » en el Más de las Casas.

En el barranco de Monrel y en las inmediaciones del Más de las Casas, hay otra erupción basáltica. Aflora en el fondo del barranco de Monrel, abierto entre los relieves de calizas jurásicas de La Carrasca y de la Solana de Monrel. Afloran los basaltos al pié mismo del acantilado de La Carrasca y están constituidos por una masa basáltica muy alterada, de color amarronado-rojizo en superficie y negruzco cuando está fresco; escoriácea unas veces y otras compacta, que se encuentra en gran parte recubierta por los derrubios, lo que le dá el aspecto de varios afloramientos. Debido al color que la masa basáltica al-

terada presta a la tierra, se le llama al lugar el « Single de Ferru », (Precipicio de Hierro).

### **Edad de estas erupciones.**

La falta de terrenos posteriores al Trías encima de estas erupciones y de sus afloramientos, hace difícil e imprecisa la determinación de sus edad y a falta de razones estratigráficas, hemos de buscar otras de índole distinta.

De los estudios detenidos del prof. SAN MIGUEL ARRIBAS, de quien tomamos los datos que preceden, se deduce que las erupciones son todas postríasicas; unas presentan sus materiales interestratificados en la margas del Trías superior y han intervenido en la tectónica imbricada del país, incluso han sido triturados, rotas y milonitizadas, habiendo quedado incluidas en las escamas e inclinadas como las formaciones sedimentarias en que se encuentran y presentando, por tanto, los materiales basálticos igual buzamiento. Estas erupciones son indudablemente anteriores a la orogenia alpina, probablemente comprendida entre las cretácicas del N. y el Mioceno inferior.

En cambio las erupciones de tipo explosivo, que no parecen haber intervenido en la tectónica del país y que son posteriores a ella, son indudablemente posteriores a los plegamientos pirnaicos y alpinos; se han producido después de excavados los valles en que se encuentran y todo hace pensar que son pliocenas o del Cuaternario inferior.

### **Otras erupciones.**

En Picasen (Valencia), hay otra pequeña mancha basáltica, que atraviesa las margas pliocenas, siendo pues indudablemente estas erupciones de edad reciente, entre el final del Plioceno y comienzo del Cuaternario y presentando las características de los basaltos plagioclásicos, y otra en Calpe (Alicante) con los mismos caracteres estructurales y de composición mineralógica que la anterior.

En la Sierra de Córdoba también se han hallado afloramientos basálticos constituidos por unos basaltos semejantes a los de Castellfullit (Gerona).

En Mallorca hemos encontrado también algunos volcanes, aunque muy degradados y que se reconocen únicamente por la abundancia de lapillis, bombas y escorias, en confuso amontonamiento. En el puerto de Soller, se explota hace mucho tiempo una cantera de basalto, abierta en un potente dique, a modo de chimenea rellena de lava, que atraviesa calizas dolomíticas triásicas. La roca es un basalto plagioclásico típico, perfectamente fresco, incluso en su olivino; muy semejante, sino idéntico, a los de Olot. En la carretera de Deyá a Soller, a la derecha de la carretera, se ve como esta ha cortado un cerro formado por materiales de explosión estrombólica y una colada de basalto compacto plagioclásico, en la carretera de Lluch a la Calobra y poco antes de llegar a la cala y a la izquierda de la carretera, se ve cortada esta por otra colada y un amontonamiento confuso de lapillis y bombas, muy semejante a la anterior, que indudablemente corresponde a un volcán muy degradado; la lava es también basalto plagioclásico. Finalmente, la carretera de Selva a Lluch cerca de éste, corta otra erupción con abundantes materiales de explosión estrombólica y basalto plagioclásico fresco.

### **Las erupciones de Cofrentes (Valencia) y el volcán « Cerro Negro » o Cerro de Agras.**

La primera noticia publicada sobre la existencia de la erupción volcánica de Cofrentes apareció en el periódico *El Mercantil* de Valencia, en un artículo escrito por el médico D. RAFAEL CERVERA BARAT, a quien parece que corresponde el honor de haber descubierto estos materiales volcánicos, de los que recogió muestras en 1903 y los presentó al entonces catedrático de la Universidad de Valencia D. EDUARDO BOSCA, quien inmediatamente reconoció su naturaleza volcánica.

Desde esta época hasta el 6 de febrero de 1907, día en que mi condiscípulo D. GREGORIO SABATER DIANA, participó a la Sociedad Española de Historia Natural, reunida en sesión científica, « que en una de sus recientes excursiones por la provincia de Valencia había encontrado una región volcánica de la que hay pocas noticias y referencias », no se había vuelto a saber nada de esta interesantísima erupción.

Al terminar su exposición el Sr. SABATER, mi querido y malogrado maestro D. LUCAS FERNÁNDEZ NAVARRO, dió algunos datos más precisos, fijando el carácter basáltico de la erupción y señalando su gran interés científico —que estudios posteriores han demostrado plenamente— de esta erupción, por suponerla como término de enlace entre « las manifestaciones eruptivas de Aragón y Cataluña (limburgita de Nuévalos y basaltos de Gerona), de una parte, y las de la zona del SE. (región de Vera, Cabo de Gata y Mar Menor), por otra parte ».

No se conocían entonces los muchos asomos basálticos que después hemos ido reconociendo en las provincias de Tarragona, Castellón, Valencia, Alicante, Mallorca y Menorca, ni pudo prever FERNÁNDEZ NAVARRO, la relación más estrecha de la erupción de Cofrentes con las de Ciudad Real que con las de Cataluña.

El volcán y otros restos de la erupción se encuentran en las proximidades de Cofrentes, al N. y NO. de este pueblo, en las márgenes del Cabriel y parte correspondiente a una amplia depresión triásica, cuya topografía ha fosilizado al Mioceno. Estas erupciones nos dejaron un cerro volcánico, el llamado de Agras y también Cerro Negro, un dique basáltico en la orilla izquierda del Cabriel y una masa de toba volcánica o peperino, con grandes masas de basalto idénticas a las del dique antes citado, que forme el cerro sobre el que se edificó el Castillo de Cofrentes, alineados los tres elementos de NNO. a SSE., según una línea que pasa inmediatamente al SO. y S. del pueblo de Cofrentes.

### **El volcán.**

Es un cerro alargado de NNO. a SSE.; desde el Cerro del Castillo o desde la cuesta de la carretera de Requena a Cofrentes antes de empezar el descenso al valle del Cabriel, se ve destacar claramente por su color negro del resto de la cuenca, que tiene color rojo. La longitud del cerro, según su eje mayor, es de unos 1000 m. no todo él de material volcánico, y su anchura, en sentido normal a la dirección del eje mayor, debe ser de unos 500 m. Su altura máxima, que coincide con un morro basáltico situado en el extremo SSE. de la cima alcanza los 550 m. La cumbre o cima del cerro es igualmente alargada, con



unos 250 m. de longitud por unos 100 de anchura en su parte alta; pero incluyendo una serie de pequeñas depresiones u hondonadas que están al lado de la cima por la vertiente NE. del cerro, puede admitirse la cifra de 150 m. de anchura que le asigna FERNÁNDEZ NAVARRO. Por este lado y a unos 20 m. sobre el vallejo triásico, empiezan a verse masas de basalto vítreo negro, olivínico, con abundantes bloques escoriáceos, algunas bombas y lapillis, éste ordinariamente cementado formando tobas o peperinos; los asomos del basalto se ofrecen más bien como diques o como masas de un volcán homogéneo; hacia los 500 m. de altitud cambia el aspecto del cerro por esta parte y a la abrupta y áspera subida sucede una especie de rambla o pequeña depresión alargada, constituida por materiales de explosión estrombólica (bombas, lapillis), que tiene unos 200 m. de longitud en dirección NO-SE. y parece integrada por tres superficies groseramente circulares, que con buena voluntad pueden considerarse como cráteres, habiendo para ello, como razón de algún peso, la abundancia en ellas de materiales de explosión, que contrasta con la escasez en los demás sitios y la falta de las grandes masas de basalto que forman el resto de la parte superior del cerro. En el borde NO. y a unos 480 m. de altitud, aparece otra superficie redondenda, con iguales caracteres que las anteriores, que podría ser la cuarta boca o cráter; la cima está constituida por grandes masas de lava, con la típica y característica forma superficial de las coladas basálticas, y otras de aspecto más macizo, con disyunción en grandes bancos, formadas por un basalto más gris, muy rico en olivino; en toda la cima se ven además grandes bolas de este basalto, no aisladas, sino formando masa con la roca de la colada. Ésta, por el lado del Cabriel que la pendiente es muy abrupta, parece que queda colgada, y aún se ve mejor esto en la vertiente SSE. o sea la que da frente al pueblo, en la cual forma un morro, que constituye la altura máxima del cerro. Ascendiendo por el lado NE., que es el menos abrupto, se encuentran en muchos sitios evidentes señales de acciones fumarolianas, en virtud de las cuales el basalto se rodea de una capa blanca pulverulenta y a veces llega a penetrar el ataque a toda la masa de basalto; también encontramos en esta parte y en el primer tercio de su altura, unas margas cocidas,



que dudamos si corresponden al Muschelkalk o son restos de las miocénicas; algunas de ésta aparecen convertidas en una especie de porcelanita. A poco de empezar la ascensión encontramos unas masas de brechas y conglomerados, arcillas y margas, retazo del fondo triásico con materiales miocénicos, cuya presencia se debe a una falla. Por el lado S. y SE., debajo del morro basáltico antes señalado, aparecen claramente restos de una acción hidrotermal, con menilitos, calcitas concrecionadas y oolíticas, y señales de ataque por estas acciones fumarolianas en los basaltos y en las calizas triásicas (carniolas). Por este lado la colada descansa directamente sobre carniolas que siguen esta parte del borde del Cabriel y que se las ve descansando sobre el Keuper, que rodea por todas partes la base del cerro volcánico.

Continuando el descenso por esta ladera y siguiendo con rumbo al Castillo de Cofrentes, se encuentra un dique que corta las carniolas dichas, de unos 100 m. de longitud visible y unos 7 de potencia y de dirección casi N-S., del que destaca un monolito llamado el Frail: el material de que está formado no parece en nada diferente al del basalto de las masas de la cima; es un basalto negro, olivínico, de aspecto vitrofídico.

La otra manifestación eruptiva se encuentra en el Castillo de Cofrentes, cerro que se alza verticalmente por el lado del Cabriel hasta los 450 m. de altitud y unos 120 sobre la vaguada del Cabriel en su pié. Este material es una toba de color gris amarillento, con multitud de fragmentos de basalto escoriáceo. Entre esta masa de peperino se ven grandes bloques y masas de un basalto afanítico, que sobre todo en el lado que da al camino de ascensión desde el pueblo, adquiere tal importancia, que hace pensar en un dique o masa salida directamente de una erupción producida en este sitio, lo que no está de acuerdo con lo afirmado por FERNÁNDEZ NAVARRO, que asegura que las tobas proceden de lapillis lanzados por el Agras y que no es el del Castillo boca eruptiva. Yo no puedo aceptar esta afirmación tan rotunda por lo antes indicado, y más bien creo que es éste un foco eruptivo, secundario o parásito del principal o volcán de Agras, lo cual no excluye que pudiera ser parte del material que engloban las tobas del Castillo, procedentes de alguna erupción ex-

plosiva del Agras. Es más probable que el Cerro del Castillo forme parte del conjunto de grietas (fallas) por las cuales salió lava basáltica y que las tobas formaran antes una masa continua al SE. del Agras, desde éste hasta el Castillo y que la profunda erosión ejercida por el Cabriel y la de sus riberas por el ahondamiento tan pronunciado de su lecho haya hecho desaparecer toda la parte que quedaba al NNO. del Cerro del Castillo.

Podemo dar por segura la extinción de la actividad volcánica en esta zona, ya que no quedan manifestaciones de volcanismo atenuado, fumarolas ni fuentes termales; pudiera considerarse como manifestación ligada a este volcanismo atenuado, y ya en su última fase o de mofeta, al manantial llamado « Los Hervideros », situado a unos 5 Km. al O. de Cofrentes, en la margen derecha del Cabriel, dentro de la mancha triásica. En un pozo se ve desprender del agua tal cantidad de burbujas de ácido carbónico, que parece que el agua hierve, y a esto debe su nombre el manantial; el agua es ligeramente sulfurosa (sulfhídrica) y bastante ferruginosa, propiedades éstas que puede tomar el agua del terreno triásico —Keuper yesoso y ferruginoso—.

### **Edad de las erupciones.**

No es posible fijar exactamente y por determinaciones directas la edad de estas erupciones, lo único evidente que se deduce de las observaciones y datos publicados hasta la fecha es que los materiales eruptivos atraviesan el Trías únicamente.

Nuestras investigaciones nos han permitido reconocer que si bien en la zona eruptiva, margen izquierda del Cabriel, no aparece influyendo en la topografía y manifestándose a la vista desde los sitios prominentes más que el Trías superior y reducidos afloramientos anormales del Muschelkalk, por lo que podría afirmarse y así lo han hecho FERNÁNDEZ NAVARRO y BRINKMANN, que aquí no queda ningún terreno posterior al Keuper, con lo cual la determinación directa de la edad de la erupción es imposible, es indudable la existencia de retazos miocénicos dentro de la zona eruptiva, a los cuales ha cortado el basalto y ha metamorfozando, y que las tobas del Cerro del Castillo descansan sobre arcillas miocénicas. Mioceno, con conglomerados y arcillas que están en contacto con el Keuper, que asoma en muy delgada

capa debajo de él y dispuestos ambos de modo semejante a como aparecen en la falla de la subida al pueblo, por lo que admitimos la existencia aquí de una falla de dirección casi E-O. Esta dislocación y afloramientos del Mioceno superior nos demuestran la edad postsarmatiense de la erupción; después veremos si podemos precisar más aún.

El hecho de que en toda la margen izquierda del Cabriel que rodea al volcán no haya quedado más que el retazo tectónico de la ladera del Cerro de Agras de toda la cubierta miocénica, hace pensar en que cuando se produjo la erosión ya se habían excavado por los dos ríos principales y sus afluentes los valles actuales de fondo triásico; la erosión había hecho desaparecer la serie sedimentaria de la cuenca terciaria que cubrió y fosilizó la antigua superficie topográfica triásica, y como esta desapareció por erosión, tuvo que efectuarse después del depósito de los materiales pontienses y de haber empezado el levantamiento epirogénico de toda la cuenca de sedimentación miocénica, y como quiera que para el completo desmantelamiento de la cubierta se necesita un tiempo que no es aventurado suponer casi tan largo como la duración del Plioceno, me parece muy fundado atribuir a estas erupciones una edad no anterior al comienzo del Cuaternario, y por estas razones admitimos que las erupciones de Cofrentes se produjeron en el Cuaternario inferior.

El estado de conservación de los minerales componentes del basalto, olivino y piroxeno, hacen también sospechar la edad reciente de su erupción, pero es casi seguro que no es tan moderna como la de las erupciones de Olot. Sus rocas son nefelinitas, olivínicas y ankaratritas.

### **Volcán y erupciones de Jumillita de la Sierra de las Cabras (Albacete).**

En una excursión que partiendo de Hellín hice en marzo de 1933, me llamó la atención al dar vista a la Sierra de las Cabras una potente masa que salía en la cima a modo de pitón o tapón de chimenea volcánica, entre los materiales triásicos, en la forma que es frecuente en las lavas que salen semisólidas y que forman cúmulo volcanes, agujas, pitones. Las rocas que re-

cogí en esta cima y en la vertiente del lado de Cancarix me sorprendieron igualmente, pues las de grano grueso holocristalinas, tenían todos los caracteres de la Jumillita de las minas de Jumilla; pero además de éstas, en Cancarix, había rocas negras afáníticas, compactas, escorias y hasta pomez. Recogí cuidadosamente todo este material, que debidamente estudiado nos dió un nuevo yacimiento de Jumillita para España. Estudios detallados de las rocas y las erupciones encuentran en mi Memoria « Estudios sobre las rocas hipogénicas de España », Mem. de la Acad. de Ciencias de Madrid, y « Una erupción de Jumillita en la Sierra de las Cabras (Albacete) ». Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. T. XXXV, pág. 174, Madrid 1935.

La parte más elevada y agreste de la Sierra de las Cabras corresponde precisamente al volcán principal de Jumillita. Es una masa cilíndrica, de paredes verticales, como acanaladas, por la tendencia a la disyunción prismática. En la vertiente S. se ve claramente que la chimenea se ha abierto a través de las dolomías del Triás superior, pero por el lado N. puede verse como la erupción ha cortado el Helveciense y las lavas francamente efusivas, escoriáceas y aún pumíticas, descansan sobre este terreno en el lado de Cancarix.

El aspecto de la Sierra y del volcán es diferente según se mire por su lado S. o por el N.; por aquél aire es más abrupta e imponente; las laderas están formadas por dolomías y calizas que dan un paisaje duro y quebrado; la cima, por la Jumillita de grano grueso y holocristalina. Por el N. aparece más suave y tendida, merced a la preponderancia de los materiales tiernos del Mioceno; pero la parte eruptiva se ofrece siempre en forma de murallón o de torreón de fortaleza derruida.

La erupción no fúe única, sino que por lo menos hubo dos periodos de actividad volcánica, pues cerca del puerto de Cancarix hay otro pequeño volcán, con rocas muy vítreas, hasta vitrofídicas y de color muy oscuro, casi negro, con escorias y pomez. Es indudable que la erupción principal y la más importante y más antigua, es la que formó el volcán homogéneo de la cima de la Sierra y que las lavas vitrofídicas, escoriáceas del puerto de Cancarix y ladera N. de la Sierra son posteriores y correspondientes a conos adventicios.

La edad de estos volcanes es indiscutiblemente posthelveciente, pero por los datos que tenemos de otras erupciones próximas, como después veremos, podemos asegurar que es postpontense.

### **Erupcion de Jumillita de Calasparra.**

M. FALLOT y Mad. JÉRÉMINE, descubrieron cerca de Calasparra, un volcancito de Jumillita parecido al de Cancarix; está frente al Km. 2 de la carretera de Moratalla a Calasparra. También aquí las lavas descansan sobre el Pontense. En dos notas sucesivas describen los autores esta erupción y sus rocas, « *Sur la présence d'une variété de jumillita aux environs de Calasparra (Murcia)* ». Compt. rend. Acad. Sc. de Paris, 1929 y « *Remarques sur une variété nouvelle de jumillita et sur l'extension des laves de ce groupe* », Compt. rend. Congr. Soc. Savants, 1932. La lava es negra, compacta y muy fresca. Por su composición mineralógica y química es casi exactamente la Jumillita de OSANN, algo más ácida. La edad de la erupción es pliocena o quizá cuaternaria.

### **El volcán llamado Cerro del Monagrillo.**

Cerca del coto minero de Hellín, el célebre criadero de azufre, en la margen derecha del Segura y por lo tanto ya en la provincia de Murcia, al N. de la Sierra de Jubilla y al SO. de Agramón, hay un cerrito, pequeño volcán homogéneo, llamado « Cerro del Monagrillo », que conoció D. FEDERICO BOTELLA, a quien se debe la primera noticia e indicación de su existencia y clasificó como traquita la roca eruptiva que le forma.

La masa eruptiva se presenta a modo de cerro o pitón de color negro, que destaca mucho sobre el claro del Pontense, cuyos materiales atravesó la lava, por lo tanto su erupción es de edad pliocena o cuaternaria. Actualmente no hay ni en el cono, ni en su alrededores materiales de proyección, sin que esto nos autorice a asegurar que no los haya emitido en el momento de la erupción.

La lava de este volcán formó una roca muy curiosa, una for-



tunita, especie que describió y denominó OSANN por primera vez de Vera y Fortuna. He descrito con todo detalle su composición mineralógica y estructura en una nota, « *El volcán de Fortunita llamado Cerro del Monagrillo* ». Revista « Las Ciencias », Año II, nº. 2. Madrid 1935.

## **Breve indicacion sobre el quimismo de las rocas volcánicas modernas de España**

Quizá sea España la nación que en igualdad de extensión superficial tenga mayor variedad y riqueza de rocas volcánicas, pero lo que si es seguro, es que no hay país que como la Península Hispana reuna, en tan reducido espacio, representantes petrográficos de las tres grandes familias o provincias petrográficas del mundo. En efecto, el análisis químico de sus rocas, cada día conocido para mayor números de ellas, y al que dedica hoy especial interés la Sección de Petrografía del Instituto « Lucas Mallada » de Investigaciones Geológicas, del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, que en la actualidad se ocupa con casi todo su personal, en la investigación por métodos químicos y mineralógicos cuantitativos de las regiones volcánicas españolas; el Prof. SAN MIGUEL ARRIBAS, de la del Bajo Ebero, de cuyas rocas tiene ya unos 12 análisis; el Prof. FUSTER CASAS y yo, en las de las erupciones de las proximidades de Melilla, para el estudio petroquímico y la Srta. LEONOR GIL y yo, para el estudio mineralógico cuantitativo, que tenemos estudiadas unas 50 muestras, 12 análisis y en vía de ejecución otros 12; estamos revisando una extensa colección de rocas, que pasan de 500 ejemplares de rocas de Canarias, cuyo estudio preliminar que estamos haciendo la Srta. ALICIA SANTOYO, el Prof. SAN MIGUEL ARRIBAS y yo, lo que unido a los estudios de PARGA PONDAL-BURRI y Mad. JÉRÉMINE, ha demostrado que existen representantes volcánicos modernos de los tres grupos o tipos fundamentales de diferenciación magmática.

A la familia pacífica pertenecen y su carácter ha quedado plenamente demostrado y bien definido, las rocas de las Islas de Alborán, la mayor parte de la región del Cabo de Gata, Carta-



gena, Mar Menor y Murcia, así como en las de la zona de Melilla.

Las rocas de la familia atlántica adquieren en España un desarrollo mucho mayor, puesto que a ella pertenecen las rocas de casi todas las demás regiones volcánicas: Gerona, Bajo Ebro, Castellón, Valencia, Mallorca, Alicante, Columbretes, Ciudad Real y Córdoba.

Finalmente está representada la familia mediterránea en las erupciones de las Minas de Jumilla, Sierra de las Cabras, Calasparra, Cerro del Monagrillo, volcán de Fortuna y erupciones de Vera.

Podemos hoy, merced a los estudios de BURRI y PARGA PONDAL, establecer, además, las relaciones geográficas y tectónicas que existen entre estas familias, así como fijar su posición dentro del cuadro tectónico geológico de la Península. Existe realmente estrecha relación entre el quimismo de los magmas de las rocas volcánicas modernas de España y su posición geográfica y las condiciones geológicas en que han hecho erupción. Como dice PARGA PONDAL en su tesis doctoral: « Si consideramos todas las rocas cenozoicas peninsulares, se deduce que los tres tipos de diferenciación que acabamos de reconocer, están condicionados perfectamente por su posición geológica y geográfica dentro del marco del sistema alpino español ». (*Quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Ibérica*. - Tesis doctoral. Madrid 1935).

Las rocas que presentan un quimismo calcoalcalino o pacífico, se encuentran incluidas en el espacio de la zona orógena Bética, quedando las rocas de carácter alcalino, atlántico, o sea de quimismo sódico, localizadas en su antepaís, o sea en la región delantera del mismo y precisamente en el límite de la zona orógena Bética con su antepaís, es decir, intermedias entre ambos, se localizan las únicas rocas de tipo mediterráneo, es decir alcalinas de tipo potásico, encontradas hasta ahora en la Península. En la zona del antepaís Ibérico, se observa una notable acentuación del carácter atlántico a medida que nos alejamos de la zona Bética. La primera banda, es decir la más próxima a ésta —Columbretas, Cofrentes, Campos de Calatrava— deja reconocer aún cierta influencia del quimismo pacífico. La segunda, en

que entran los yacimientos de Tarragona, Gerona, Nuévalos, Zarzalejo y Puerto de Canencia, es francamente atlántica y finalmente las erupciones del Golfo de Rosas, de Aspe y Larazo-Las Cruces son los representantes más típicos del carácter atlántico.

*Madrid, 1 de Julio de 1948.*

## **Le ricerche petrografiche sui prodotti attuali del Vesuvio compiute nell'Istituto di Mineralogia dell'Università di Napoli**

Da quando ho assunto la direzione dell'Istituto di Mineralogia dell'Università di Napoli, è stata mia cura di analizzare personalmente di volta in volta i prodotti del Vesuvio. Mi sono peraltro dovuto limitare all'analisi delle lave e dei materiali piroclastici, rinunciando, per ora, per mancanza di tempo e dell'attrezzatura necessaria a quella dei gas e delle incrostazioni delle fumarole. È questa una lacuna che io per primo deploro, perchè è chiaro che senza lo studio sistematico dei prodotti volatili del vulcano — comprendendo fra questi anche le cosiddette « sublimazioni » — non si avrà mai un quadro completo della sua attività.

Le mie analisi si riferiscono al periodo 1940-1944: dopo la eruzione del marzo 1944 non si è più avuta al Vesuvio emissione di lava. Anche durante questo periodo di tempo lo studio delle lave non ha potuto esser condotto in modo veramente sistematico a causa degli eventi bellici (in particolare è da lamentarsi la mancanza di analisi per il periodo che ha immediatamente preceduto l'ultima eruzione) ma, anche così incompleta, questa serie di analisi di lave rappresenta, per quanto mi consta, un primo tentativo di studio petrografico di lave vesuviane raccolte secondo un criterio abbastanza organico.

Avverto che i risultati di queste mie ricerche sulle lave sono già stati pubblicati in altra sede (1); mi limito pertanto a riferirne sono le più significative, rimandando, per maggiori particolari, ai lavori originali. Lo studio del campione di cenere vesuviana del marzo 1944 e quello del proietto vulcanico rappresentante un sedimento metamorfosato che chiudono la presente nota ne costituiscono invece il contributo originale.

È noto che il periodo eruttivo del Vesuvio che si è chiuso nell'aprile 1944, ha avuto inizio nel luglio del 1913. Queste sono le analisi di lave e scorie dal 1913 al 1940.

	I	II	III	IV
SiO <sub>2</sub>	47,80	47,30	46,75	47,87
TiO <sub>2</sub>	0,69	1,13	1,15	1,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,30	16,81	19,93	17,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,90	2,19	2,00	3,20
FeO	5,90	6,91	5,04	5,55
MnO	0,61	0,09	0,17	0,12
MgO	5,22	5,16	4,72	4,79
CaO	11,40	10,43	9,90	10,00
BaO	tr.	0,23	0,10	0,12
K <sub>2</sub> O	5,07	6,86	6,11	6,63
Na <sub>2</sub> O	2,35	2,33	2,56	2,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,78	0,70	0,24	0,11
SO <sub>3</sub>	—	0,18	—	—
Cl	—	0,06	0,25	0,28
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,16	0,09	tr.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0,20	0,35	0,14
	99,92	100,74	99,96	99,88
si	111	110	111	112
al	21	23	28	24½
fm	37	35½	30½	34
c	29	26	25½	25½
alc	13	15½	16	16
k	0,59	0,67	0,63	0,64
mg	0,50	0,51	0,55	0,51
Si°	0,73	0,67	0,67	0,67

I. Scoria 1913. Magma antsohitico (an. BERNARDINI (2)).

II. Scoria 1914. Magma sommatitico/sommatitico-ossipitico (an. WASHINGTON (3)).

III. Lava 1929. Magma sommatitico/monzonitico (an. NARICI (4)).

IV. Scoria 1932. Magma sommatitico (an. NARICI (5)).

Ecco ora i risultati di analisi da me eseguite su lave emesse nel periodo 1940-42. I campioni erano stati raccolti nello strato

più superficiale delle colate: quindi presentano tutti una nettissima struttura ipocristallina. Salvo qualche cristallo di pirosseno, plagioclasio, apatite la pasta fondamentale è completamente vetrosa: il vetro in sezione sottile ha colore bruno. I minerali componenti i fenocristalli sono di leucite, pirosseno (verde con debole pleocroismo) e plagioclasio (con circa l'85% di An). L'olivina è scarsissima. Si tratta di tipiche vesuviti.

	V	VI	VII
SiO <sub>2</sub>	47,80	48,00	47,96
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,38	0,40
ZrO <sub>2</sub>	0,04	0,07	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,55	19,55	19,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,80	2,79	3,08
FeO	5,89	5,67	5,64
MgO	3,70	4,03	4,37
CaO	8,46	8,46	9,04
BaO	0,25	0,22	0,18
K <sub>2</sub> O	6,82	6,40	6,36
Na <sub>2</sub> O	3,61	3,38	3,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,67	0,58	0,48
SO <sub>3</sub>	0,04	0,07	0,06
Cl	0,15	0,21	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,02	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,29	0,42	0,32
	<hr/> 100,47	<hr/> 100,23	<hr/> 100,41
si	117	118	116
al	28	28½	27
fm	31	31½	32
c	22	22	23½
alc	19	18	17½
k	0,55	0,55	0,56
mg	0,44	0,47	0,49
Si°	0,66	0,68	0,69

V. Lava dell'autunno 1940 (comp. media). Magma sommatitico  
(an. SCHERILLO)

VI. Lava del novembre 1941. Magma sommitico (an. SCHE-  
RILLO)

VII. Lava del febbraio 1942. Magma sommitico (an. SCHE-  
RILLO)

Per quanto riguarda l'eruzione del marzo 1944, mi limito a riportare solo alcune delle analisi eseguite. Comunque queste sono sufficienti a mostrare come sia stata sensibile la differenziazione del magma nei pochi giorni in cui è durata l'eruzione.

	VIII	IX	X	XI
SiO <sub>2</sub>	48,16	48,05	47,43	47,24
TiO <sub>2</sub>	1,00	1,00	0,50	0,50
ZrO <sub>2</sub>	tr	tr	tr	tr
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,36	18,05	15,52	11,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,74	4,31	5,30	6,41
FeO	4,38	4,90	5,17	4,84
MgO	3,48	3,84	5,23	7,54
CaO	8,75	9,58	11,54	14,22
B <sub>2</sub> O	0,33	0,42	0,20	0,20
K <sub>2</sub> O	6,80	6,15	5,49	3,07
Na <sub>2</sub> O	2,73	2,79	2,70	3,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,80	0,80	0,82	0,62
SO <sub>3</sub>	0,09	0,04	0,09	0,03
Cl	0,28	0,27	0,30	0,25
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	ass.	0,04	0,04	0,09
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,30	0,48	0,21	0,60

	100,20	100,72	100,54	100,46
--	--------	--------	--------	--------

si	122	118	107	100
al	27½	26	20½	14⅓
fm	31½	32	37½	42½
c	23½	25½	28	32½
alc	17½	16½	14	10½
k	0,61	0,60	0,50	0,39
mg	0,43	0,44	0,57	0,54
Si°	0,72	0,71	0,69	0,70



- VIII. Lava del 19 marzo 1944. Magma sommaítico/monzonítico  
(an. SCHERILLO)
- IX. Lava del 21 marzo 1944. Magma sommaítico/monzonítico  
(an. SCHERILLO)
- X. Scoria del 22 marzo 1944. Magma shonkitico/missouritico  
(an. SCHERILLO)
- XI. Scoria delle ultime esplosioni. Magma missouritico (an.  
SCHERILLO).

La composizione mineralogica delle lave è analoga a quella delle lave precedenti. Nei campioni provenienti dalle parti più profonde delle colate la struttura è olocristallina e la pasta è costituita da leucite, pirosseno, plagioclasio, magnetite. Anche queste sono vesuviti.

Le scorie sono in gran parte vetrose; quella dell'analisi XI è particolarmente ricca di fenocristalli di pirosseno. Le scorie del 22 marzo sono state lanciate da fontane laviche.

È evidente l'andamento della differenziazione in senso melanocratico; tale differenziazione, che risulta nettissima dal confronto della composizione delle lave con quella delle scorie, sembra già accennata nelle lave stesse, ma ciò non è confermato dall'insieme delle analisi di lave di questa eruzione. Il « grado di silicizzazione » ( $Si^0$ ) è rimasto pressochè invariato. È da notare che le scorie del 22 marzo e le scorie del luglio 1913 (an. I) sono molto analoghe chimicamente, quindi la composizione chimica degli ultimi prodotti è ritornata a quella dei primi.

Lo studio petrografico dei prodotti di un'eruzione sarebbe incompleto senza quello dei materiali piroclastici. Per l'eruzione del 1944 tale lavoro è appena iniziato; finora non ho eseguito che lo studio della cenere di colore grigio caduta a Boscotrecase nel periodo in cui dal cratere venivano lanciate le fontane laviche. Riporto i risultati dell'analisi che sono ora pubblicati per la prima volta. Naturalmente occorrerà eseguire, come si è fatto per le lave, un buon numero di analisi di prodotti piroclastici eruttati successivamente.

XII

SiO <sub>2</sub>	46,50
TiO <sub>2</sub>	0,55
ZrO <sub>2</sub>	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,02
FeO	2,90
MgO	4,78
CaO	10,62
BaO	0,16
K <sub>2</sub> O	5,75
Na <sub>2</sub> O	2,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,64
SO <sub>3</sub>	0,56
Cl	0,60
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,16
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,31

100,49

si	114
al	23
fm	35
c	27
alc	15

k	0,59
mg	0,48

Si<sup>o</sup> 0,71

XII. Cenere caduta a Boscotrecase (an. SCHERILLO).

Trattandosi di un materiale piroclastico è inutile tentarne la classificazione fra i tipi magmatici.

È evidente che, come composizione chimica, questa analisi si colloca tra la IX e la X. Nella cenere però sono più abbondanti i cloruri e i solfati e l'ossidazione del ferro è più avanzata.

Niente si può dire sulla questione se questa sia la composizione originaria della cenere al momento dell'emissione o se, prima della caduta, i materiali costituenti abbiano invece subito una certa classificazione.

Pure inedita è l'analisi che riporto ora e che si riferisce a un proietto eruttato dal Vesuvio in questa ultima eruzione.

Questo è relativamente leggero, di colore bianco con un debole tono verdastro, molto compatto, duro e tenace; alla periferia è invece bolloso. In sezione sottile mostra di essere in parte costituito da un vetro incolore: in questa massa di fondo si trovano plaghe cristalline al centro delle quali si nota spesso un cristallo di quarzo e intorno cristalli di wollastonite colle caratteristiche sfaldature. I cristalli più prossimi al quarzo sono più grandi, i più lontani sono più piccoli; quando sono immersi nel vetro hanno un contorno cristallino assai netto e un abito tozzamente prismatico.

Ciò che mi pare più interessante — perchè credo che finora nello studio dei prodotti vesuviani lo scopo non sia tanto di segnalare i tipi eccezionali quanto di fissare i tipi comuni o che almeno qualche volta si ripresentano — è che già nel 1929 E. NARICI (6) ha rinvenuto un proietto di questo tipo: la composizione mineralogica è identica, la composizione chimica è abbastanza simile, come si può rilevare dal confronto delle analisi.

	XIII	XIV
SiO <sub>2</sub>	67,85	64,53
TiO <sub>2</sub>	—	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,10	5,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,12	0,66
FeO	—	1,44
MnO	0,04	—
MgO	0,73	2,91
CaO	18,06	20,73
BaO	—	0,04
K <sub>2</sub> O	3,69	2,74
Na <sub>2</sub> O	1,03	1,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,40
SO <sub>3</sub>	—	tr
Cl	—	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,09	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,30	0,44
	<hr/> 100,01	<hr/> 100,55

si	236	188
al	141½	9
fm	61½	171½
c	671½	65
alc	111½	81½
k	0,71	0,60
mg	0,56	0,73
Si <sup>o</sup>	1,62	1,40

XIII. Proietto vetroso con quarzo e wollastonite, 1929 (an. NARICI)

XIV. Idem. 1944 (an. SCHERILLO)

E. NARICI ha interpretato questo proietto come un sedimento metamorfosato e precisamente come un'arenaria calcarifera fusa e parzialmente ricristallizzata. Credo che il proietto del 1944 abbia una medesima origine.

Non voglio terminare questa nota senza ringraziare il collega prof. IMBÒ e il mio assistente prof. PARASCANDOLA che mi hanno gentilmente fornito la maggior parte dei campioni sui quali ho eseguito le analisi qui riportate.

#### NOTE

- 1) SCHERILLO A., *Le lave attuali del Vesuvio*. 1) *Le lave dell'autunno 1940*. Rend. Acc. Scienze Fis. e Mat. Serie IV, Vol. 12, 1942. Napoli.  
 ——— *Le lave del novembre 1941 e del febbraio 1942*. Ibid., Vol. 13, 1942. Napoli.  
 ——— *Le lave e le scorie dell'eruzione vesuviana del marzo 1944*. Annali dell'osservatorio vesuviano. 1950. Napoli.
- 2) MALLADRA A., *Sui fenomeni consecutivi all'apertura della bocca 5 luglio 1913 nel cratere del Vesuvio*. Rend. Acc. Scienze Fis. e Mat., Serie III, Vol. 20, 1914. Napoli.
- 3) WASHINGTON H. S., *Chemical analyses of igneous rocks*. Pag. 690. 1917. Washington.
- 4) NARICI E., *Contributo alla petrografia chimica della provincia petrografica campana e del M. Vulture*. Zeit. für Vulk. Vol. 14, 1932. Berlino.
- 5) ——— *Contributo alla petrografia chimica della provincia petrografica campana. II parte*. Zeit. für Vulk. Vol. 15, 1934. Berlino.
- 6) ——— *Contributo alla petrografia chimica della provincia petrografica campana e del M. Vulture*. Zeit. für Vulk. Vol. 14, 1932. Berlino.

ALBERT GILLIARD

Membre du Comité National de Géodésie et de Géophysique de Belgique

## SECTION DE VOLCANOLOGIE

Travaux volcanologiques exécutés en Belgique et au Congo Belge  
de 1939 à 1948

## RAPPORT

présenté à la huitième Assemblée Générale de l'Union  
Géodésique et Géophysique Internationale - Oslo 1948

Les travaux exécutés au cours de cette période ont porté sur la chaîne volcanique des *Virunga* qui, en territoire belge, barre transversalement le Graben de l'Afrique centrale au Nord du lac *Kivu* autour de 1°30' sud.

La chaîne comporte huit grands édifices volcaniques dont deux sont encore en activité: le *Nyamuragira* et le *Nyiracongo*. Elle groupe, en outre, un grand nombre de petits appareils volcaniques.

L'ensemble des *Virunga* est englobé dans le Parc National Albert. (Institut des Parcs Nationaux du Congo Belge).

Des missions ont été interrompues par la guerre. La publication des résultats a été retardée par les événements. Certains sont encore inédits.

### Le NYAMURAGIRA.

Ce volcan a été en éruption depuis le 28 janvier 1938 jusqu'à fin juin 1940. Cet événement est marqué par l'épanchement d'un volume de lave qui dépasse le milliard de mètres cubes.

Les dislocations du cône, l'écoulement des laves et leur extension jusqu'aux eaux du lac *Kivu*, les effondrements du cratère central, la formation d'un nouveau cratère à flanc de cône, les

émissions de gaz ont été observés et suivis dans le temps et dans l'espace.

Un des faits les plus caractéristiques est le déplacement des organes d'émission en cours d'éruption, pendant laquelle des mesures physiques ont pu être faites sur les produits liquides et gazeux.

Les phénomènes, du type hawaïen, étaient caractérisés par la régularité de l'activité volcanique, la fluidité et le volume des laves déversées, la présence d'un lac de lave et l'absence quasi-totale d'explosions. Les températures mesurées sont généralement comprises entre 1000 et 1100 degrés centigrades. Les gaz émis sont estimés ne représenter que 1% du poids total des laves déversées.

Les travaux sur le *Nyamuragira* ont été exécutés par Monsieur J. VERHOOGEN ainsi qu'à l'initiative de l'Institut des Parcs Nationaux du Congo Belge, (R. HOIER et A. GILLIARD).

#### Le NIYRACONGO.

Ce volcan est resté en état de tranquillité pendant toute la période. Il émet des lueurs et de la fumée. Sa cheminée est caractérisée par des parois très minces et très abruptes. L'activité dans cette cheminée a été observée en 1938 et 1939. Elle est comparable à celle du *Nyamuragira* avant l'éruption de 1938.

Initiative des études: cfr. le *Nyamuragira*.

#### Le KITURO-NYEFUNSI.

Le 1er mars 1948 une éruption a créé un nouvel appareil volcanique entre *Nyamuragira* et *Niyracongo*. Les phénomènes ont été observés du sol et en avion, à l'initiative du Service Géologique du Congo Belge. (H. TAZIEFF).

L'éruption se serait produite sur une fracture. Le premier centre d'activité et le plus important à ce jour, le *Kituri-Nyefunsi* a édifié en une dizaine de jours, au cours d'une période de caractère « strombolien », un cône d'environ 80 mètres de hauteur.



Dans la suite le mode d'activité s'est rapproché du type « hawaïen » rappelant l'éruption du *Nyamuragira* de 1938-1940.

L'étude pétrographique des laves est en cours.

#### MORPHOLOGIE DES VOLCANS ÉTEINTS ET MANIFESTATIONS D'ACTIVITÉ RÉSIDUELLE

L'exploration a été exécutée sur l'ensemble de la chaîne des *Virunga*. Tous les grands sommets et la plupart des petits cônes reconnus ainsi que les points d'émission de gaz (mofettes).

Les sources thermales de la périphérie ont été reconnues et des prises d'eau effectuées.

Initiative des études: Institut des Parcs Nationaux du Congo Belge (A. GILLIARD).





YOSHIO KATO, RIKI SHOJI — *Prospecting of the Underground Structure of the New Volcan*  
 « Showashinzan » by the seismic Method.

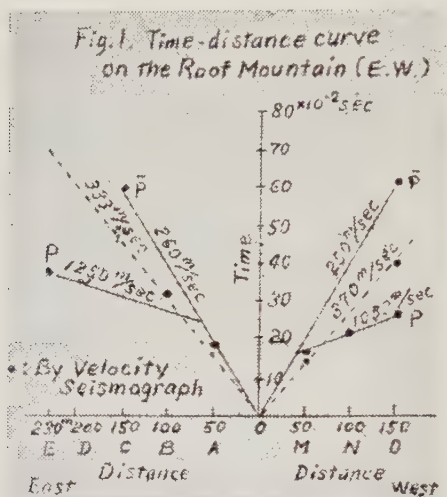


Fig. 1

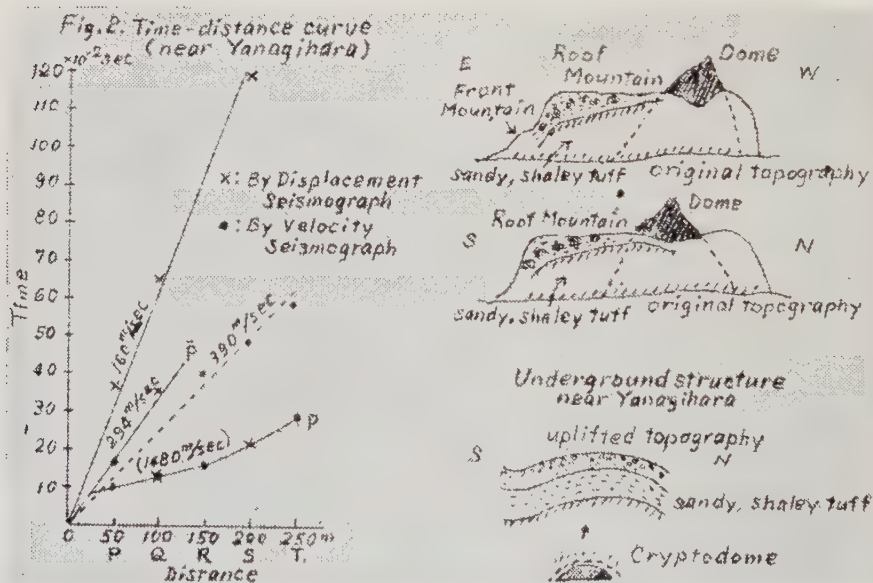


Fig. 2

YOSHIO KATO, RIKII SHOJI

Geophysical Institute, Science Department, Tohoku University, Sendai,  
Japan.

## Prospecting of the Underground Structure of the New Volcano "Showashinzan", by the seismic Method.

(With 1 Plate)

Mt. Usu, near Doya Lake in Hokkaido, Japan, is a famous active volcano which spreads over the three villages, Datemachi and Sobetsumura and Abutamachi. On 28 Dec. 1945, the land near Yanagihara, at the foot of Mt. Usu, suddenly started rising, accompanied by numerous local earthquakes. The center of this underground activity gradually shifted northward and finally erupted near Kyu-Fukaba, thus forming a new volcano, Showashinzan.

According to H. TANAKADATE the «Roof Mountain» of Showashinzan is a cryptodome, the same as Konpirayama, Higashimaruyama etc., all forming the foot of Mt. Usu, and the dome spine of Showashinzan was formed by lava which gushed forth after threading its way underground through the cryptodomes.

We tried seismic prospecting to see whether a cryptodome actually exists, and if it does, to determine its form, size and depth, and on the other hand to survey the underground structure of the uplifted area, along the line connecting Yanagihara and Fukaba which rose at the first period.

According to the time-distance curve (Fig. 1), obtained by the prospecting, we concluded that the underground structure of the «Roof Mountain» inclines downward,  $3^{\circ}$ - $8^{\circ}$  in the dip in all directions from the central dome. Moreover the stratified plane is probably sandstone or andesitic tuff according to the velocity of the seismic wave which travels in it. So we must at least deny the existence of the Cryptodome, the group of andesite and rhyolite, under the «Roof Mountain» at least to a point 150<sup>m</sup> from the surface.

On the other hand, the existence of a dome structure must be reckoned with somewhere deeper in the underground structure in the gradual uplifted zone near Yanagihara (Fig. 2).





## Note sur quelques roches volcaniques de la Région d'Oujda (Maroc Oriental)

(Avec 2 cartes et 1 planche)

---

Les volcans tertiaires et quaternaires du Maroc n'ont pas été étudiés systématiquement; de temps en temps un géologue signale un nouvel affleurement, sans s'occuper de le mettre en rapport avec d'autres observations, et une vue d'ensemble manque. Un centre très intéressant se trouve près d'Oujda. GENTIL, RUSSO ont cru y reconnaître des laves leucitiques. L'un de nous (G. L.) les décrit dans sa thèse depuis le Koudiat ez Zerga, par le dj. Hamra, jusqu'au plateau situé à l'Ouest du djorf Ouazzène. Enfin M. P. FALLOT a trouvé près du dj. Tanout des coulées considérées par certains géologues comme quaternaires. Nous savons par l'étude de M. A. LACROIX (1) que la « leucite » de ces roches est une analcime. Il est très étrange que les laves dites miocènes de GENTIL, RUSSO et LUCAS soient identiques aux roches recueillies par M. P. FALLOT au dj. Tanout à 14 km. d'Oujda sur la route de Berguent. Dans les deux cas il existe dans la pâte de l'analcime et des enclaves d'une roche grenue alcaline.

Nous avons entrepris de revoir ce matériel, d'autant plus que la roche du dj. Tanout a été analysée et que les résultats d'analyse ont montré un type très exceptionnel. Nous sommes arrivés à la conclusion qu'il n'est pas normal, mais « contaminé » par les enclaves dont il a été question plus haut. Recherchant parmi les échantillons de M. G. LUCAS, nous avons constaté qu'il

---

(1) *Les laves analcimiques de l'Afrique du Nord et, d'une façon générale, la classification des laves renfermant de l'analcime.* C. R. Ac. Sc., 1924, T. 178, p. 529-534.

existe des laves qui n'ont subi aucune transformation, probablement à cause de l'absence d'enclaves. L'une de ces roches a été analysée, ainsi que celle de K.<sup>t</sup> ez Zerga identique à l'échantillon du dj. Tanout.

Occupons-nous d'abord de la lave de Tanout puisque c'est elle qui a servi de point de départ à la révision de ces épanchements tertiaires ou quaternaires.

Voici comment se présente le gisement d'après les observations de M. P. FALLOT (1938):

« La route et la voie ferrée de Berguent-Djerada à Oujda suivent, pour sortir des montagnes, le fond de la vallée de l'oued Baghila, qui plus en aval prend le nom d'oued Isly. A environ 12-14 km. SO d'Oujda, cette vallée se retrécit entre les djebels Tanout à l'Est et Otman à l'Ouest. Dans la gorge, la route et la ligne de chemin de fer entament les restes d'une coulée qui semble, d'après un renseignement verbal du Dr. RUSSO, émaner d'un petit appareil volcanique situé à quelques centaines de mètres plus à l'Ouest.

À en juger par sa position, cette coulée daterait du Quaternaire — sans doute d'un Quaternaire récent ».

La lave noire d'aspect basaltique contient de grands cristaux d'augite (de 2 à 5 mm.) et des enclaves, les unes blanches, les autres verdâtres. L'étude au microscope montre que la roche est composée de grands cristaux zonés d'augite, possédant une dispersion notable, avec le centre coloré en brun et les bords (parfois nettement délimités) violacés. Ils sont accompagnés de petits cristaux d'olivine aux contours irréguliers, entourés d'une bordure d'un vert foncé due à l'altération. La pâte est constituée par une espèce de trame en minéraux colorés, dont les vides sont incolores. Parmi les minéraux incolores, ceux qui prédominent sont isotropes, leur indice de réfraction est plus faible que celui du baume de Canada. Les uns, limpides, n'ayant pas de formes propres, peuvent être attribués à l'analcime ou à la sodalite. Les autres, aux contours polygonaux, arrondis, englobent sur leurs bords de minuscules inclusions opaques, rappelant ainsi l'häüyne ou la noséane. Une faible teneur en  $\text{SO}_3$  dans l'analyse chimique globale confirme la présence de ce minéral. Il existe en outre des

cristaux globuleux avec des inclusions groupées au centre, comme ceux que M. A. LACROIX a décrits dans des laves d'Algérie (loc. cit.) (région d'Aïn Temouchent, Oran) et a diagnostiqués comme analcime. En intercalant une lame de gypse on y aperçoit parfois en lumière polarisée parallèle de fines bandes de macles polysynthétiques. Quant aux minéraux incolores biréfringents, ils appartiennent à 2 espèces: la néphéline et le feldspath. La néphéline se distingue par ses contours carrés et l'extinction droite suivant la fissuration régulièrement parallèle produite par l'altération. (Les feldspathoïdes dans certains échantillons sont transformés en christianite. Voir Pl. I, fig. 6). Le feldspath, en cristaux allongés limpides, souvent à macles simples, rarement à macles multiples, extrêmement fines et quadrillées, est plus biréfringent que la néphéline, son indice de réfraction est voisin du Baume de Canada ( $n_g$  plus grand,  $n_p$  plus petit). Dans les sections non macrées, à un seul clivage très net - face (010) -, présentant en lumière convergente une figure symétrique, perpendiculaire à la bissectrice  $n_g$ , l'angle d'extinction atteint  $7^\circ$ ; dans les sections macrées avec les deux clivages presque à angle droit (perpendiculaire à  $pg^1$ ) l'extinction se produit à  $5^\circ$ . D'après ces caractères notre feldspath est une oligoclase à 20% d'anorthite (1). La discrimination en plaque mince entre le feldspath et la néphéline est très difficile, souvent impossible, car l'indice de réfraction des deux minéraux est très rapproché de celui du Baume. Dans le cas, assez rare, où la néphéline est incluse dans le feldspath, le premier est le moins réfringent des deux. Le feldspath, qui s'étale irrégulièrement dans la pâte, englobe les barylites et partiellement la néphéline. De très fines aiguilles d'apatite se détachent sur le fond de tous ces minéraux incolores. Les minéraux lourds, très abondants, de la pâte, appartiennent principalement à l'augite, de la même teinte violet clair que les bords des grands cristaux. Ils sont mélangés à de nombreux cristaux et grains de magnétite. Enfin, on y remarque des lames de biotite d'une extrême fraîcheur et intenses polychroïques avec une couleur d'un brun-rougeâtre suivant  $n_g$ . D'après sa composition minéralogique, cette roche, riche en éléments colorés (plus nombreux que les in-

---

(1) L'attaque prolongée par l'acide chlorhydrique de la plaque découverte a laissé intacts les cristaux de feldspath.

colores), est une basanite. Mais dans cette dernière le plagioclase est généralement plus basique et forme de petits microlites comme dans les basaltes, tandis qu'ici il est en plages poecilites, nettement de dernière formation. Cette roche a été analysée. Trois caractères chimiques sont à signaler: sa richesse en néphéline calculée, son alcalinité élevée pour les laves de ce type (7% d'alcalis) et une assez forte teneur en potasse. D'autre part, en comparant les compositions minéralogiques réelle et virtuelle, on aperçoit que le plagioclase calculé est très basique (anorthite); pourtant le feldspath réel est une oligoclase acide. Pour expliquer, au moins partiellement, cette apparente contradiction, il faut prendre en considération qu'une partie de la chaux feldspathisable est comprise dans la haüyne présumée; en outre il est possible que l'augite soit légèrement alumineuse. Il faut enfin attirer l'attention sur le fait que la valeur des coupholites est exagérée dans le calcul, à cause de la présence, parmi les minéraux exprimés, du mica biotite qui, seul minéral potassique, consomme une grande partie de la potasse (une certaine quantité de potasse se trouve toujours dans les roches à facies basaltique, même en absence d'un minéral potassique, elle est probablement dissimulée dans le feldspath ou dans le feldspathoïde). La plaque mince montre en effet que la roche est plus riche en barylites, qu'en minéraux incolores.

En cherchant des comparaisons, on trouve très peu de roches ayant les mêmes paramètres: III.7.2.4. Ce sont d'abord des étindites, mais elles ne contiennent pas de feldspaths (bien qu'ils apparaissent dans le calcul sous forme d'orthose et d'anorthite). La shonkinite de Katzenbuckel (Kaiserstuhl) possède les mêmes paramètres, mais elle est grenue à assez gros grain, renferme de l'aegyrine et de la kataforite, ce qui rend son analyse suspecte (roche hyperalcaline d'après sa composition minéralogique, elle devrait avoir le troisième paramètre = 1); les autres minéraux sont pourtant identiques à ceux de la roche marocaine: néphéline, haüyne, analcime, augite, olivine, biotite, apatite. Ainsi, la lave de Tanout a une composition chimico-minéralogique spéciale: par ses minéraux c'est une *basanite*, hétéromorphe des étindites et de certaines shonkinites.

Passons à présent aux laves recueillies et décrites par l'un

de nous (G. L.). Elles proviennent de trois points, également aux environs d'Oujda: de Koudiat ez Zerga, du dj. Hamra et du plateau situé à l'Ouest du djorf Ouazzène (Slian).

La roche recueillie dans le dj. Hamra est un *basanitoïde* analcimique normal. Il est à 2 temps de cristallisation avec de nombreux phénocristaux d'olivine transformée en iddingsite (1), (souvent avec un noyau central intact) rouge et ceux d'augite, brune au centre, colorée en violet vers l'extérieur. La pâte est composée par des microlites d'augite, de labrador, de magnétite et par une matière isotrope interstitielle, probablement analcimique, où l'on distingue de temps en temps des inclusions groupées en fruits arrondis. De petites lames de biotite sont développées, généralement au voisinage de minerai de fer. Elles sont faciles à confondre en lumière naturelle avec des prismes de hornblende exactement de la même couleur brune.

L'analyse de cette roche montre un basalte presque banal (III, 5 (3)4. 3(4)) avec un léger déficit de silice, porté dans le calcul sur l'olivine seulement: la néphéline n'apparaît pas. Mais une notable teneur en  $\text{CO}_2$  et en  $\text{H}_2\text{O}$  (de perte au feu) indique une altération, d'un type très fréquent dans les roches à feldspathoïdes, surtout à hâüyne et analcime. Le 4-me paramètre représentant le rapport  $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O} = 3(4)$  n'est pas habituel dans ces roches. Dans le recueil des analyses de Washington par ex. on ne trouve que 12 cas identiques, tandis que les 86 autres ont  $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O} = 4$ . C'est donc une lave plus riche en potasse que le basalte ordinaire. Il faut peut-être y voir une faible action pneumatolitique apportant de la potasse et attaquant le minerai de fer pour former la biotite.

La lave de Koudiat el Zerga, en conservant son caractère basanitique, a une composition minéralogique et chimique assez différente de la roche précédente. Elle est plus riche en phéno-

---

(1) Jusqu'à 1935 M. A. LACROIX donnait le nom de « bowlingite » à cette transformation de l'olivine. En 1935 Mlle CAILLIÈRE a établi que la bowlingite est un facies fibreux de saponite (C. R. Ac. Sc. Fr. v. 200, p. 1483). Dans sa thèse en 1936 elle s'exprime à propos de la bowlingite de la façon suivante: « En Pétrographie, M. A. LACROIX et les minéralogistes français donnaient le nom de bowlingite au minéral provenant de l'altération des péridots des basaltes, mais ce minéral devant avoir la composition d'une antigorite riche en fer devra être désigné de préférence par le terme « iddingsite ». Thèse, 1936, p. 116.



cristaux d'olivine et d'augite intactes. L'olivine est fissurée, un minéral fibreux la pénètre suivant les fissures (il est polychroïque:  $n_g$  vert bleuté,  $n_p$  verdâtre,  $n_m$  vert-pâle, signe d'allongement positif, signe optique négatif, angle  $2V$  très petit,  $n$  baume de Canada  $<$  olivine  $=$  saponite, voir Mlle S. CAILLIÈRE, Thèse, 1936, p. 116). La pâte, qui est celle de l'ankaratrite, contient d'abondants microlites d'augite et de magnétite. L'augite est parfois bordée d'une hornblende brune faiblement polychroïque; la biotite brune, intensément polychroïque, est disséminée un peu partout; cristallisée l'une des dernières, elle est criblée d'inclusions. Intimement mélangés avec l'augite et la magnétite, presque aussi nombreux qu'eux, se trouvent de petits fruits isotropes d'analcime avec inclusions (Pl. I, fig. 5) et des prismes et hexagones limpides de néphéline (Pl. I, fig. 1, 2, 3, 4), particulièrement nets quand ils sont inclus dans les bords dentelés de l'augite ou dans le plagioclase. On voit de place en place, comme dans la basanite du dj. Hamra, de grands champs incolores interstitiels qui pourtant ne sont pas toujours isotropes. Le plus souvent la matière analcimique est remplacée par un plagioclase à fines macles polysynthétiques. Ces grandes plages postérieures à tous les minéraux englobent les petits cristaux retractés très réguliers des feldspathoïdes isotropes, des prismes et des hexagones de néphéline, des lames de biotite et des cristaux de hornblende; les indices:  $n_m$  un peu plus grand que le baume de Canada,  $n_p$  égal au B. de C. indiquent que c'est une oligoclase à 20% d'anorthite.

Cette roche a été analysée. Ses paramètres: (III)IV. (7. 3. (2)3) et 2. (1)2. 2(3). 2 sont ceux d'une ankaratrite, mais aucune de celles que nous connaissons n'est aussi potassique, et leur dernier paramètre (parmi p. q. r. s.) est invariablement 4 (voir M. A. LACROIX, Min. de Madagascar, III, 1923, p. 63 à 65). Pour interpréter cette analyse nous rencontrons les mêmes difficultés que pour la basanite de Tanout. Trop de potasse, le plagioclase calculé est une anorthite, tandis que le réel est une oligoclase, il n'y a pas d'autres minéraux potassiques que la biotite; la roche, plus calcique, contient plus d'augite. Dans les ankaratrites typiques, la somme totale des alcalis est parfois aussi élevée, mais la soude prédomine toujours, ici au contraire la potasse est deux fois plus abondante que la soude. Enfin, le caractère essentiel des an-



karatrites est l'absence des feldspaths. D'où viennent ces différences ? La réponse est donnée, nous semble-t-il, par les roches de Tanout et de Slian.

Toutes les deux renferment des enclaves.

Les enclaves de Tanout sont de deux sortes : les blanches et les vertes. Les blanches, légèrement gris-verdâtre, petites, sont composées presque exclusivement par de grands cristaux de sanidine étroitement serrés les uns contre les autres. Un minéral faiblement réfringent et biréfringent, que nous n'avons pas pu préciser (une zéolite ?), se voit dans les intervalles. La sanidine englobe des cristaux d'augite aegyrienne aux contours nets bordés d'aegyrienne. Ce dernier se rencontre aussi en microlites isolés. Au contact de la lave, les enclaves se chargent de petits cristaux d'augite claire.

Ces enclaves ont la composition des sanidinites ou des syénites alcalines.

Les enclaves verdâtres, à grain fin, sont entourées, au contact immédiat avec la basanite, d'une zone plus compacte, composée de nombreux microlites d'augite d'un brun-verdâtre clair du côté de l'enclave et brun-violacé plus près de la lave, parsemés de cristaux de sphène et d'apatite. A une certaine distance du contact vers le centre de l'enclave, les cristaux d'augite deviennent plus clairsemés. L'augite est englobée par un feldspath de même type que celui de la roche (oligoclase), mais sans macles de péricline. Un minéral à faibles réfringence et biréfringence remplit les interstices. Cette enclave est probablement une ségrégation pyroxénique dans la basanite.

Les laves de Slian, du « mamelon vert » (G. L.), contiennent d'abondantes enclaves claires. On voit au microscope que le passage à la roche englobante est insensible. L'enclave est constituée par de grands cristaux de labrador à 60% d'anorthite, à fines macles de l'albite et de Carlsbad, entourés d'orthose et englobant de petits cristaux de pyroxène. Les feldspaths sont corrodés et fissurés, une matière isotrope (analcime ?) pénètre suivant les fissures. On y voit, en outre, de gros cristaux presque isotropes, à fines macles quadrillées, très faiblement réfringents. Mademoiselle MIREILLE MICHEL-LÉVY a eu l'amabilité d'entreprendre l'étude d'un de ces cristaux à l'aide de rayons X. Après l'avoir

extrait de la plaque avec infiniment d'adresse et de patience elle a obtenu un diagramme par diffraction, montrant nettement qu'il s'agissait de la leucite. De gros microlites d'augite s'entrecroisent et sont corrodés et criblés de petites inclusions, il sont bordés d'aegyrine. La biotite brune forme de grandes plages lardées des cristaux automorphes d'olivine transformées en iddingsite. Des essaims de microlites d'olivine encore intacts se propagent dans le feldspath. On les voit aussi accumulés au centre de gros cristaux d'augite, mais ils sont rares et clairsemés dans la roche.

La lave ressemble à celle de Tanout. Très riche en barylites, dépourvue de phénocristaux d'olivine, elle est parcourue par des veinules claires composées de feldspath, maclé polysynthétiquement (à indice de réfraction plus faible que celui du baume de C.), ne dépassant pas l'oligoclase à 10-15 % d'anorthite. En dehors de ces veinules la pâte renferme d'abondants cristaux d'augite, de magnétite et d'olivine (transformée entièrement en iddingsite). De nombreuses sections d'un feldspathoïde aux contours nettement dessinés, hexagonaux ou octogonaux, parfois arrondis, montrent des inclusions disposées souvent sur plusieurs rangs parallèlement aux faces extérieures. Parfois ces feldspathoïdes sont teintés de mauve ou de jaune, ressemblant en cela à la noséane. On constate à proximité de l'enclave une accumulation de biotite en larges lames empilées, poecilites et de feldspathoïde présentant des formes contractées.

Ces enclaves claires paraissent appartenir à une famille de gabbro ou de diorite ou de dolérite. Elles contribuent à l'enrichissement de la lave en magnésie, chaux et potasse et à l'appauvrissement en soude (voir les analyses 1, 2 et 3). Ainsi, le plagioclase remplace l'analcime, en même temps que la biotite et la hornblende prennent de l'importance. D'autre part, l'augite de l'enclave, au contact d'une lave très basique, est transformée en olivine, tandis que l'apport de soude permet la formation de l'aegyrine.

Voici les analyses chimiques faites par F. RAOULT (2 et 4) et par PATUREAU (1 et 3). L'analyse 2 est faite sur l'échantillon recueilli jadis par GENTIL et qui a paru intéressant à M. A. LA-CROIX. Il provient du même gisement que le N° 1 mais en dif-

fère légèrement et montre nettement le caractère basanitique de notre roche.

1. - Basanite analcimique Dj. Hamra 'III. 5. (3)4. 3(4) ['3. '2.  
2. 2(3)] PATUREAU
2. - id. id. III. 6. 3. 4. [2. 2. 2. 2]  
RAOULT
3. - Ankaratrite potassique Dj. Zerga (III)IV. 7. 3. (2)3 [2.  
(1)2. 2(3). 2] PATUREAU
4. - Etindite NW de Tanout III. '7. 2. '4 [2. 1. '3.  
2(3)] RAOULT

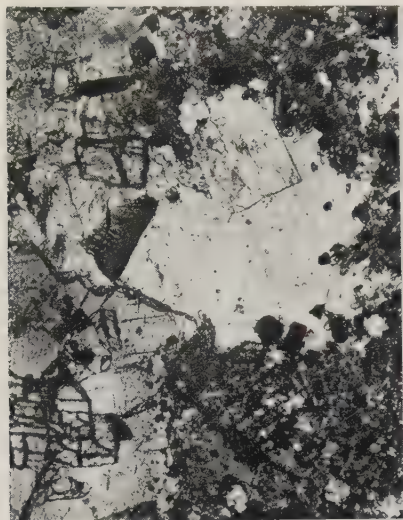
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	42.40	43.66	42.50	43.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.90	14.44	10.50	12.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.50	4.91	5.50	3.53
FeO	5.95	5.25	6.00	6.70
MnO	0.18	0.05	0.16	0.13
MgO	6.10	8.82	11.20	6.98
CaO	10.90	11.44	15.20	12.34
Na <sub>2</sub> O	2.35	3.20	1.22	3.99
K <sub>2</sub> O	1.90	2.11	2.70	2.99
TiO <sub>2</sub>	3.00	3.52	2.75	4.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.50	0.56	0.35	0.95
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.20	1.93	0.75	1.71
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1.00	0.38	0.22	0.68
SO <sub>3</sub>	0.13		0.17	0.10
Cl	0.27	n. d.	0.18	0.04
CO <sub>2</sub>	0.50	n. d.	0.35	n. d.
	99.83	100.27	99.79	100.36
	(1)		(2)	
Or	11.12	12.23	»	17.79
Ab	17.29	7.34	»	0.26
An	25.85	18.63	16.68	7.23
Ne	»	10.79	3.98	18.03
Le	»	»	12.64	»
NaCl	0.47	»	0.35	»
Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	0.14	»	0.28	0.14

(1) BaO 0.05; (2) BaO 0.04;

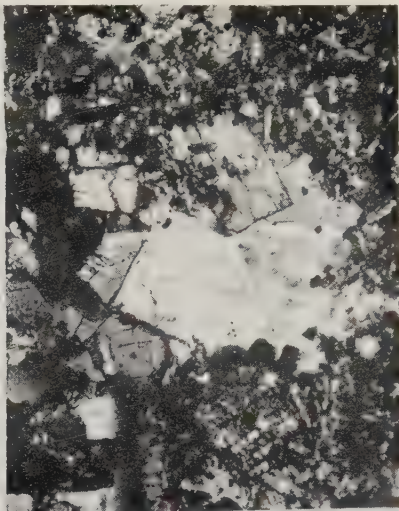
CaSiO <sub>3</sub>	9.05	14.57	22.85	19.84
MgSiO <sub>3</sub>	9.50	12.50	18.65	15.40
FeSiO <sub>3</sub>	0.13	»	1.38	2.24
Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	4.06	7.00	6.60	1.47
Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	»	»	0.55	0.30
Ma	10.90	6.96	7.89	5.10
Ilm	5.78	6.69	5.32	8.06
Hem	»	0.15	»	»
Ap	1.34	1.34	0.67	2.35
Calcite	1.10	»	0.80	»
An%	60	72	100	96
Σb	40.8	49.2	63.9	54.8



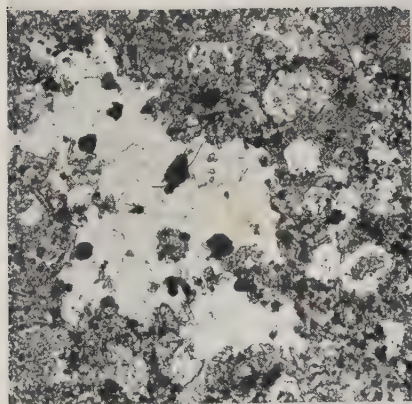
E. JÉRÉMINÉ ET G. LUCAS — *Note sur quelques roches volcaniques de la Région d'Oujda (Maroc Oriental).*



1



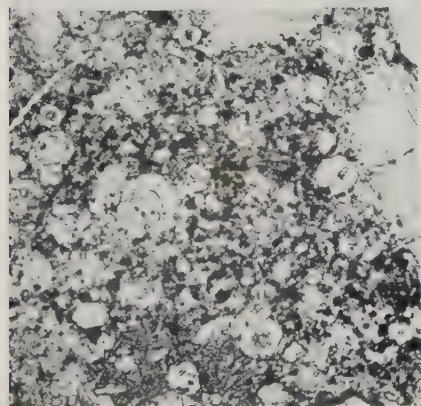
2



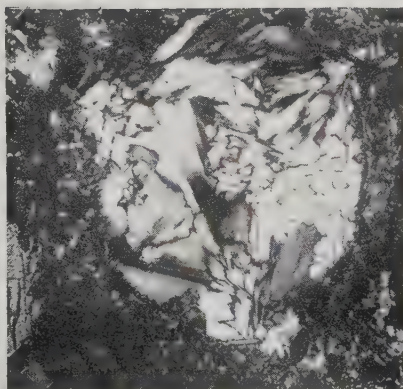
3



4



5



6





## Caractères géologiques de la région

Par G. LUCAS

---

La localisation des divers gisements étudiés, par rapport aux grands traits de la géologie de ce pays, appelle certaines remarques importantes.

Le socle primaire apparaît, dans la région d'Oujda, en un certain nombre de points que je propose, en étendant les conclusions déjà données dans ma thèse (1) pour la partie orientale de ce territoire, de répartir en deux groupes: 1) Les affleurements septentrionaux (zone Oujda-Sebdou), Sebouat ed Dib, Dj. Hamra peut-être prolongé par les Zekkara; à la faveur d'anticlinaux nettement marqués, le socle y est visible au dessous d'un Trias souvent gypseux et d'une série jurassique complète, dont le Dogger présente un facies à Ammonites, sans oolithes ferrugineuses, le tout étant recouvert par du Miocène. 2) Le môle résistant du Massif de Djerada au sens large, divisé par des failles en blocs qui se prolongent à l'Est par les horsts de Ghar Rouhan, du Djorf Ouazzène, de Touissit, etc.; ici, le Trias, lorsqu'il existe, est presque uniquement représenté par une épaisse couche de basalte; le Jurassique est incomplet et très néritique; l'ensemble ne présente pas d'autres déformations que des cassures passant parfois à des flexures, et, éventuellement, des dômes à large rayon de courbure.

Il y a opposition très nette entre ces deux régions au point de vue des réactions de ce tréfonds primaire aux actions tectoniques tertiaires; l'une, au Nord, semble plus plastique et surtout plus fréquemment soumise aux phénomènes d'affaissement; l'autre, au Sud, a été de tout temps, plus rigide, et a résisté constamment à la subsidence.

---

(1) G. LUCAS, Thèse, *Serv. Carte géol. Algérie*, 2me série, N° 16, 1942.

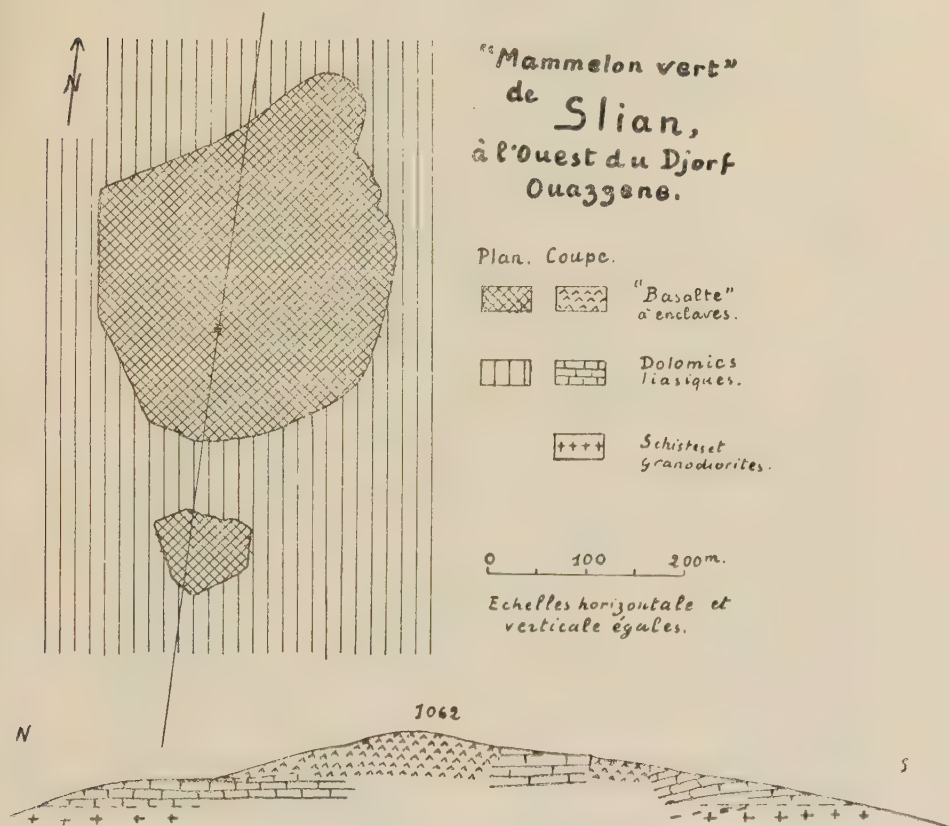
Cette opposition ancienne, datant du Trias, s'est manifestée continuellement au cours du Lias et du Dogger, puis s'est atténuée; elle a repris au Miocène et se prolonge vraisemblablement jusqu'à nos jours: bien des caractères géographiques de la région permettent d'imaginer que l'ensemble du Massif de Djerada, de ses dépendances et des Monts de Tlemcen, est actuellement encore en surrection par rapport à la plaine de l'Angad d'Oujda et à son prolongement oriental.

Pourtant les caractères pétrographiques du socle lui-même ne semblent pas essentiellement différents, d'après ce qu'on en connaît, dans ces diverses régions. On y rencontre un ensemble presque exclusivement schisto-gréseux, surtout constitué par un Culm du Viséen inférieur, laissant par endroits la place à des grès, à des schistes et phanites gothlandiens et à des calcaires dévoniens, sans que les relations de ces divers termes entre eux aient pu être interprétées de façon satisfaisante.

Des massifs importants de granodiorites (LUCAS, 1942) et de diorites et gabbros (OVODENKO, 1946, légende de la carte) pénètrent cet ensemble, qui supporte le complexe viséen supérieur-namurien-westphalien du Bassin houiller de Djerada; dans le Viséen supérieur, de puissantes émissions volcaniques (dacites, sakalavites) paraissent présenter des relations très étroites avec la mise en place des granodiorites, auxquelles elles passent par l'intermédiaire de roches microgrenues. Il semble, du reste, que ces massifs de roches éruptives soient plus particulièrement représentés dans la partie résistante du socle, c'est à dire dans le Massif de Djerada: sans doute est-ce la raison même de la rigidité de ce môle.

Les volcans de la région d'Oujda se rencontrent surtout dans la plaine d'Oujda elle-même, et dans les petits massifs qui l'accidentent, c'est à dire dans notre zone nord, relativement plastique. Une étude d'ensemble serait nécessaire pour permettre de savoir à quelle loi obéit leur répartition, et quel est exactement leur âge; néanmoins on peut être certain qu'il s'agit de volcans assez importants; les restes de cône du Semmara, au Sud d'Oujda, correspondent peut-être à une caldeira; le diamètre de la base du cône atteint au moins cinq à six kilomètres. Les tranchées de la

route de Bérguent y montrent des alternances de cendres plus ou moins rubéfiées, parfois encroûtées de calcaire, de couches à lapilli et à cristaux d'augite libres, de zones riches en bombes en croûte de pain et en galets de roches primaires et secondaires, le



Carte 1.

tout entremêlé de coulées et de dykes: en somme, un édifice volcanique complexe et d'assez grandes dimensions; et cet édifice n'est pas le seul de ce genre au voisinage d'Oujda.

Dans le môle résistant, au contraire, les laves se présentent en général en lambeaux de coulées ou en pitons isolés, souvent perchés sur des buttes ou reposant sur des plateaux de calcaires liasiques qui recouvrent le Primaire. Le plan ci-joint, qui repré-



Carte 2.

sente le mamelon de Slian, à l'Ouest du Djorf Ouazzène, donne une idée de l'allure de ces pitons.

Les gisements d'où proviennent les échantillons étudiés se situent comme suit :

km. 16 de la voie de chemin de fer - km. 4 - km. 7 de la route de Berguent-Dj. Hamra - Koudiat ez Zerga = Medjema es Salihin, sont situés dans la zone plastique subsidente, les deux derniers sur l'anticlinal même du Dj. Hamra.

Slian (mamelon vert) et Dj. Tanout (de la carte au 1/100.000) sont au contraire dans le bloc résistant, respectivement à 5 et 10 km de sa bordure nord : ce sont malheureusement les seuls documents que nous possédions sur cette région.

### Conclusions générales

Tandis que les gisements de la zone nord nous fournissent des laves assez homogènes, anormales par leur composition d'ensemble seulement, il est très remarquable que les deux derniers, situés sur le socle, sont particulièrement riches en enclaves. Même s'il ne s'agit pas de bouches d'émission, hypothèse qui paraît assez vraisemblable pour le gîte de Slian tout au moins, on ne peut échapper à l'idée que ces enclaves n'ont pas eu le temps d'être digérées dans les coulées où elles sont engagées, parce qu'elles sont encore très près de l'endroit où elles ont été arrachées aux massifs d'où elles proviennent : or, nous avons vu que c'est justement là que se rencontrent les massifs de roches éruptives les plus importants.

On serait alors amené à penser qu'en profondeur, en dehors des granodiorites bien connus et des diorites et gabbros à peine signalés, il y aurait bien aussi des syénites, peut-être néphéliniques. On pourrait, comme l'a fait l'un de nous (E. J.) dans une note antérieure, penser à rapprocher ces roches des fasinites d'el Aïoun (aïounites de Duparc) et des blocs éboulés de la même région rapportés aux mestigmérites. Leur découverte en place dans les environs d'Oujda serait très importante pour l'interprétation générale de la région, et aussi pour celle des laves « contaminées » que nous avons étudiées dans cette note.

### Explication de la planche

Fig. 1 - Néphéline (parallèle à l'axe) incluse dans le plagioclase. Koudiat-  
ez-Zerga, L. N. Gross. 80.

Fig. 2 - Idem - Nic. cr.

Fig. 3 - Néphéline (perpendiculaire à l'axe) incluse dans le plagioclase.  
Koudiat-*ez-Zerga*, L. N. Gross. 80.

Fig. 4 - Idem - Nic. cr.

Fig. 5 - Analcime et haüyne dans la pâte de l'ankaratrite. Koudiat-*ez-Zerga*, L. N. Gross. 80.

Fig. 6 - Christianite dans la lave de Tanout - Nic. cr. Gross. 20.



A. SANDREA

Laboratoire de Minéralogie du Muséum - Paris.

## Étude sur quelques laves de l'Île Maurice

(Avec 2 planches)

En 1940, Monsieur BAISSAC, agronome à l'Île Maurice envoyait à Monsieur LACROIX 10 échantillons de laves provenant de divers points de l'Île. Monsieur ORCEL et Madame JÉRÉMINE m'ont confié l'étude de ces échantillons.

En l'absence d'observations détaillées sur le terrain, cette étude sera limitée à un examen microscopique tendant à la description minéralogique et structurale de ces roches, ainsi qu'à une tentative de situer ces laves dans les cadres de la province volcanique de l'Océan Indien dont on possède des études assez poussées. Trois des laves de Maurice ont été décrites par Mr. LACROIX, quelques autres par SHAND; en dehors de ces deux auteurs on ne possède que des études anciennes de caractère plutôt géographique.

\* \* \*

Deux catégories peuvent être distinguées parmi les roches en question: le groupe mélanocrate appartenant visiblement aux basaltes et le groupe leucocrate qui n'est représenté que par trois roches. Deux de ces dernières proviennent de la Montagne de la Selle. La première est une roche grise foncée verdâtre, à grain fin. La structure est typiquement trachytique. L'orthose sodique, toujours maclée selon la loi de Carlsbad, forme de beaux phénocristaux rectangulaires. Le terme intermédiaire entre les microlites et ces phénocristaux est représenté par de nombreux petits cristaux de néphéline, aux formes polygonales, enveloppés par des baguettes d'aegyrine disposée en gerbes ef-

filochées à allure de dendrites (Pl. I, 3). La proportion de néphéline nous donne une phonolite à la limite des trachytes phonolitiques. La disposition dendritique des aegyrines n'est pas sans analogie avec celle des phonolites de Turkana, décrites par Mme JÉRÉMINE, dans l'étude des matériaux de la région de l'Omo.

La seconde roche de la Selle montre une forte ressemblance avec la précédente; mais en plus de l'aegyrine on y rencontre quelques points riches en une amphibole brune foncée, très peu polychroïque. La petitesse des grains (2-5  $\mu$ ) a nécessité l'examen en immersion. Il s'agit d'une cossyrite richement ferrière; la roche serait une phonolite, plus franche, moins trachytique que la première.

Ces roches correspondent par leurs caractères aux phonolites hypo-néphélinifères de la Selle, décrites en 1933 par SHAND.

Enfin la troisième et dernière roche de cette série claire provient de la Montagne du Camisard. L'examen microscopique montre une structure trachytoïde, panidiomorphe: le feldspath (toujours le même orthose sodique que dans les deux cas précédents) accuse une orientation nette et un aplatissement général selon  $g^1$ , caractère typique des sölvbergites.

On y trouve dans une proportion volumétrique d'environ 12-15% de grandes plages phénocristallines, plus ou moins polygonales, nettement feldspathidiformes, bordées extérieurement et parcourues le long de leurs cassures par des baguettes irrégulières d'aegyrine. Le corps de ces cristaux est formé en partie par une matière grise jaunâtre, isotrope, non cristallisée, inattaquable à HCl, absorbant le bleu de méthylène, et en partie par des fragments d'analcyme. Des analogies avec certaines phonolites altérées d'Auvergne permettent de supposer la présence d'opale (Pl. I, 2).

Quelques grains d'augite aegyrinique complètent la composition.

Cette roche a été analysée:

# ANALYSE I

Anal. RAOULT

Si O <sub>2</sub> .	.	.	.	.	63.32	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .	.	.	.	.	17.34	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .	.	.	.	.	2.44	
Fe O.	.	.	.	.	2.03	
MnO.	.	.	.	.	0.14	: quartz 5,46
MgO.	.	.	.	.	0.11	: Feldspath 86.25
Ca O.	.	.	.	.	1.08	: métasilicates 1.98
Na <sub>2</sub> O.	.	.	.	.	6.34	: Magn.
K <sub>2</sub> O.	.	.	.	.	4.70	+ 4.09
TiO <sub>2</sub> .	.	.	.	.	0.34	: Ilm.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .	.	.	.	.	traces	
H <sub>2</sub> O.	.	.	.	{	+ 1.04	Paramètres : (LACROIX) 1. 5. 1(2). '4
					- 1.40	
Total					100,28	

Comme on le voit l'analyse accuse 5,46% de silice libre; c'est un cas devenu classique d'altération des feldspathoïdes par perte de soude. Une véritable pseudomorphose siliceuse contribue à conserver le faciès de la roche à feldspathoïdes à un moment où ces derniers n'existent plus qu'à l'état de fantômes.

Si l'on considère le caractère minéralogique de cette lave lors de son épanchement, on se voit en présence d'une sölvbergite phonolitique hypo-néphélinifère que l'altération des feldspathoïdes range du point de vue chimique dans les trachytes aegyriniques alcalins.

En résumant, on peut conclure que les laves trachytiques de l'envoi, — si elles ne fournissent pas de nouvelles lumières sur la famille des trachytes de l'île, — précisent la tendance phonolitique des laves leucocrates de Maurice qui rentrent dans la norme des autres trachytes de l'Océan Indien Occidental.

Les autres roches, au nombre de 7, appartiennent toutes à la famille des basaltes méso- et hypo-mélanocrates.

Un passage en revue de quelques principaux caractères minéralogiques communs permettra une vue d'ensemble. Les trois éléments majeurs sont le feldspath, le pyroxène et le périclote.

Les feldspaths oscillent entre l'andésine à 48% d'anorthite et le labrador à 63% An. En général, ils sont bien cristallisés, frais et sans inclusions. Le pyroxène est presque toujours

le même: une augite pour la plupart des cas violacée, typiquement titanifère, à tendance par endroits pigeonitique.

Le périclote, une olivine banale, le plus souvent fraîche présente selon les cas des altérations partielles ou totales, en iddingsite ou en pilite.

Comme il sera question plusieurs fois des altérations de l'olivine en iddingsite et en pilite, il vaut mieux indiquer ici les caractères ayant permis de déterminer ces types d'altération.

L'iddingsite est une variété de serpentine très riche en fer ferrique (STRUNZ), de formes lamellaires, de couleur brune verdâtre, polychroïque:  $n_g$  brun,  $n_p$  jaunâtre, ayant une extinction droite,  $2V = 90^\circ$ , le signe variable, le plus souvent négatif (LARSEN), une biréfringence élevée, apparaissant toujours en pseudomorphose des périclotes.

La pilite est le résultat d'une altération qui transforme les périclotes en actinote très pauvre en calcium; les amphiboles sont en lamelles fibreuses, de couleur vert pâle jaunâtre, en général de très petite taille; leur détermination est très délicate et exige les méthodes d'immersion.

Toutes ces laves sont riches en minéraux opaques ferrotitanés, peut-être légèrement manganésifères. Leur détermination a nécessité l'examen en lumière réfléchie. Pour les opérations de polissage, je suis redevable à mon ami GEFROY, Minéralogiste au C.E.A.

Les zéolites, ainsi que la calcite secondaire, sont rares, leur présence semble accidentelle.

Du point de vue structural, ces laves sont ou bien des basaltes sans verre, ou bien de franches dolérites dont une seule présente des restes de verre, d'ailleurs recristallisé en chlorite.

Ce sont les rapports volumétriques:

$$\frac{\text{pyroxène} + \text{périclote}}{\text{feldspath}} \quad \text{et} \quad \frac{\text{pyroxène}}{\text{périclote}}$$

qui décideront de la position de ces laves dans la famille des basaltes, position qui oscillera depuis le basalte mésocrate à olivine jusqu'à l'océanite limitrophe des picrites.

D'abord viennent deux roches noirâtres à grain fin, provenant aussi de la Montagne de la Selle.

1) La première est un basalte labradorique franc: les microlites sont composés de labrador à 52% An. et de pyroxène. Les phénocristaux sont rares, composés de labrador à 58% et d'olivine dont il ne subsiste plus que les formes. Cette olivine est entièrement altérée. Les plages sont occupées par de petits cristaux de serpentine ferreuse disposée en sphérolites; les bords ainsi que les cassures forment des axes autour desquels sont disposés orthogonalement des rubans à structure lamellaire dont les éléments ont fourni en immersion des caractères d'iddingsite (Pl. II, 2).

En outre, la roche est littéralement truffée de petits cristaux opaques et isotropes de magnétite (Lumière réfléchiée polar.).

En somme un basalte à olivine remarquable uniquement par l'altération totale de ses périclites en serpentine et en iddingsite.

2) La seconde roche de la Selle est un basalte labradorique à texture nettement doléritique, de couleur plus claire que le précédent. Les phénocristaux sont uniquement formés par de l'augite et de l'olivine; les petites baguettes de feldspath, formant à peu près  $\frac{3}{5}$  de la roche, sont en labrador à 58%. L'augite, en majorité parmi les éléments colorés, appartient au type titanifère à coloration violette. L'olivine est fraîche, à peine soulagée par une lèvre d'oxyde de fer. De nombreuses plages d'ilménite, englobant parfois le feldspath, complètent la composition d'une dolérite labradorique assez banale.

Viennent ensuite deux roches provenant de la Pointe du Diable; d'abord un basalte extrêmement mélanocrate, aux phénocristaux composés par des gros cristaux d'olivine et d'augite, ainsi que par de nombreuses plages de feldspath. Ces derniers, des andésines à 49%, forment avec les augites de beaux nodules gloméro-porphyriques où les cristaux s'interpénètrent de façon à faire penser à une cristallisation synchrone (Pl. II, 1).

Les pyroxènes, des augites incolores, sont parfois entourés d'une bordure d'augite titanifère (Pl. II, 3).

L'olivine en gros phénocristaux présente partiellement des altérations dont l'examen a donné des caractères de pilite. Ce dernier élément disposé le long des cassures présente des élargissements ou des terminaisons, en flaque, bordées par des dentelures en forme de « barbes », aux fils normaux à la direction



de la cassure (Pl. I, 1). Par ailleurs, le périclot, souvent brisé et pénétré par des cristaux de pyroxène, présente des inclusions et des couronnes marginales externes de grains de 1-2  $\mu$  de diamètre, formés par le même minéral qui occupe à peu près la moitié de l'espace des microlites, ayant l'air de tout saupoudrer. L'examen en réflexion a donné de la titano-magnétite.

Cette roche a été analysée :

## ANALYSE II

Anal RAOULT

SiO <sub>2</sub>	. . . . .	46.44			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	. . . . .	13.57	Or.	} 48.12	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	. . . . .	2.55	Ab.		
FeO	. . . . .	9.59	An.		
MnO	. . . . .	0.12	CaSiO <sub>3</sub>	} 31.87	
MgO	. . . . .	8.60	Mg —		
CaO	. . . . .	10.72	Fe		
Na <sub>2</sub> O	. . . . .	2.13	Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	} 6.69	
K <sub>2</sub> O	. . . . .	0.88	F <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>		
TiO <sub>2</sub>	. . . . .	4.00	Magn.	} 11.31	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	. . . . .	0.37	Ilm.		
H <sub>2</sub> O	. . . . .	+ 0.95 — 0.24	Ap.	1.01	
Total		100.16			

An : 58 %

Paramètres : III, 5. '4. 4.

C'est encore un basalte, mais situé juste à la limite des ankaramites; chimiquement et minéralogiquement il est très voisin du basalte doléritique de Port Louis (Ile Maurice), décrit par A. LACROIX.

3) De la Pointe du Diable provient aussi une roche foncée riche en pyroxène, à structure doléritique. Le feldspath est formé d'andésine à 45-47% An. L'élément coloré est une augite titanifère, violette, pigeonitique, adjacente à des cristaux tabulaires de crichtonite.

Enfin, de nombreuses formations insérées en coin entre les feldspaths présentant une coloration verdâtre inégale en intensité, légèrement biréfringentes, forment un verre partiellement recristallisé en chlorite. Le feldspath est pénétré par des fines





5) Suit une roche doléritique de Trianon. La moitié est occupée par un labrador à 55%, An. Dans l'autre moitié, l'augite titanifère domine largement l'olivine fraîche. L'ensemble est truffé par des titano-magnétites tabulaires; enfin quelques plages de calcite provenant du remplissage des alvéoles de refroidissement. Il s'agit d'un basalte doléritique à cheval sur les ankaramites. La roche de Trianon appartient au même groupe que celle de Rochester, mais une proportion moindre des feldspaths ainsi que le rapport entre la quantité d'olivine et d'augite en font une ankaramite à texture doléritique:

6) Enfin la roche de la montagne du Lion montre un faciès un peu plus original. Une pâte sans verre, très fine, dont le volume est partagé par le labrador à 68%, An., le complexe magnéto-ilménite dénommé washingtonite, le pyroxène et l'olivine; la taille des microlites ne dépasse pas 15-18  $\mu$ . Ensuite on trouve de gros cristaux d'olivine en moyenne  $> 1$  m/m.

Cette olivine présente de légères altérations marginales en bowlingite; certains cristaux sont traversés par des colonnes formées d'inclusions très fines (1-2  $\mu$ ) de ferro-titane. On observe aussi de nombreuses barbes de pilite, avant les cassures pour axe.

L'olivine, le pyroxène et le minerai dominant largement les feldspaths, la première dépassant 30% de la roche; nous sommes là en présence d'une océanite qui se rapproche davantage des picrites que des ankaramites.

Là prend fin le travail effectué sur les roches envoyées par M. BAISSAC.

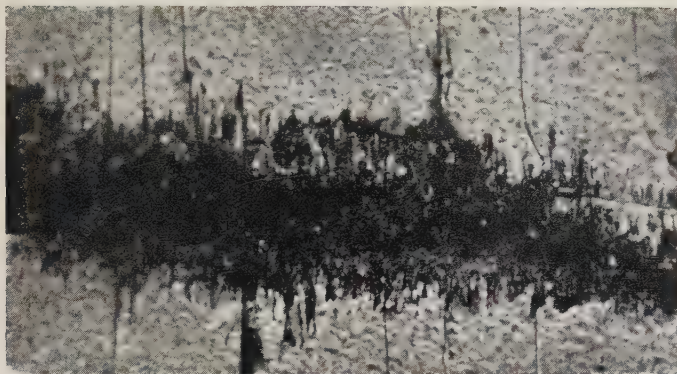
Comme on le voit, cette étude forcément fragmentaire n'apporte pas de grands éléments nouveaux; il serait hautement souhaitable pourtant, qu'à défaut de travaux d'ensemble, chaque occasion soit saisie pour l'étude des matériaux provenant des îles de l'Océan Indien; peut-être ces contributions éparses jointes aux grandes études portant sur le volcanisme d'Afrique Orientale, de Madagascar et d'Arabie Méridionale pourront un jour contribuer à une bonne connaissance d'ensemble de la province volcanique de l'Océan Indien Occidental.

*Mars 1949.*

BIBLIOGRAPHIE

- BRÖGGER W. — *Eruptivgesteine von Kristianiagebiet*, Vol. II, p. 67, Vidensk Skrifter, I, Math. Nat. Klass. N° 7, p. 67, Oslo, 1895.
- CAILLÈRE S. — *Contribution à l'étude des minéraux des serpentines*, Bull. Soc. fr. Min. 59, 1936.
- JÉRÉMINÉ E. V. — *Étude pétrographique des roches de la bordure occidentale du lac Rodolphe, et de quelques régions voisines*. In « Mission de l'Omo », Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. 1935. Paris.
- LACROIX A. — *Les roches phonolitiques d'Auvergne - Un cas délicat d'interprétation de la composition chimique des roches à feldspathoïdes*, C. R. Ac. Sc. T. 164, p. 369, 1917.
- LACROIX A. — *Le volcan actif de l'Île de la Réunion et ses produits* - Vol. I, p. 255 (Maurice). Paris, Gauthier-Villars, 1936.
- SHAND S. J. — *The lavas of Mauritius* - Quart. Jr. Géol. Soc. London, Vol. LXXXIX, 1933, p. I.
- QUENSEL P. — *Petrographische Studien in Sud-Patagonien (Chap. Juan Fernandez par Mas a Fuera)*. Bull. Geol. Inst. Uppsala, Vol. VI, 1911.





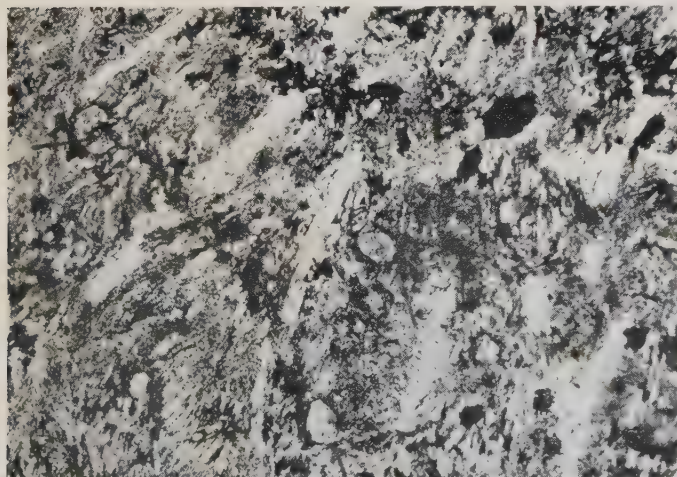
1). - Basalte labradorique de la SELLE.

« Barbes de Pilite ».

Lum. nat.  $\times 850$  imm. eau.

2). - Sölvbergite de la SELLE.

+ = ancien cristal de néphéline rempli d'opale et entouré par l'aegyrine.

Lum. nat.  $\times 150$ .

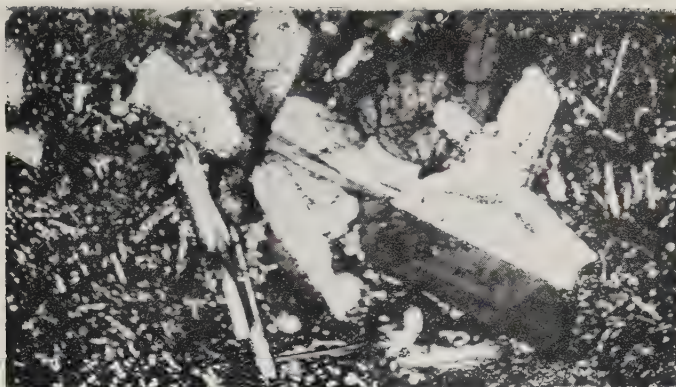
3). - Trachyte phonolitique de la SELLE.

—&gt; = grains de néphéline.

Lum. nat.  $\times 95$ .







1). - Basalte labradorique de la SELLE.  
Labrador glomérophyrique.

Nic.+  $\times 150$ .



2). - Basalte labradorique de la SELLE.  
Cristal d'olivine transformé en fibro-iddingsite.

Nic.+  $\times 150$ .



3). - Basalte labradorique de la SELLE.  
Cristal maclé de pyroxène : augite entourée de titanaugite.

Nic.+  $\times 150$ .



SIGURDUR THORARINSSON

---

## The Eruption of Mt. Hekla

1947 - 1948 (\*)

(With 18 Figures)

---

In the Icelandic Annals from the middle of the 16th century it is recorded, that when Gizur EINARSSON, who later became the first Lutheran bishop in Skálhot, resided in Copenhagen in the year 1540, he presented himself to King CHRISTIAN the III of Denmark. His impressions of that meeting are indicated by the statement in the Annal that 'GIZUR felt that the King asked many unnecessary things, especially about Mt. Hekla'. This episode is symbolic of the Herostratic fame which Hekla enjoyed on the European Continent in the Middle Age, when it was variously designated as the Gate of Hell and the Abode of the Condemned. It further indicates, that the medieval Icelanders who were brought up in one of the most actively volcanic countries in the world, looked upon the behaviour of this mountain with a considerably greater realism than those living in other lands.

Since March 29th 1947 I have been asked numerous questions

---

\*) The report given here on the latest eruption of Mt. Hekla is — except for some addenda and corrections — practically identical with that delivered at the U.G.G.I.'s Congress in Oslo on August 25th 1948.

I should wish to emphasize, that this report is not based solely on my observations, but that other Icelandic geologists and physicists have taken an equal part in the investigations. These scientists are: Gudmundur KJARTANSSON mag. sci., Pálmi HANNESSON mag. sci., Steinhór SIGURDSSON mag. sci. and Trausti EINARSSON Dr. phil. During the eruption three Scandinavian geologists also visited Hekla: Professor Arne NOE-NYGAARD and Professor Niels NIELSEN from the University of Copenhagen and Professor Sven GAVELIN from the University of Stockholm.

One of the Icelandic scientists mentioned, Steinhór SIGURDSSON, who was the director of Iceland's State Research Institute, sacrificed his life for these investigations. On November 2nd 1947 he was hit by a glowing piece of rock which fell on him from the edge of the lava as he was filming its flow. He died instantly and with him Iceland lost one of his ablest scientists and a most enthusiastic investigator.

about Mt. Hekla. These questions have been of a different character of those asked of Gizur EINARSSON and I should be in a considerably better position than he was to give factual information, but still I must confess a certain feeling of incompetence when I am to give an account of the last Hekla eruption. Words become empty and unexpressive when one is to describe such a raging pandemonium of Nature as an eruption from Mt. Hekla.

Mt. Hekla lies in the southern part of Iceland, 110 km east of Reykjavík and 55 km from the coast. It rises high above the southern lowlands and can be seen from long distances in most directions. Before this eruption her absolute height was 1447 m (4747 ft.) and her relative height about 1000 m (3280 ft.)

Hekla is a stratovolcano, but not a typical one. She has been built up by lavaflows and clastic ejectamenta over a fissure, which runs in the same north-east to south-westly direction as all other craterrows and fissures in this part of the country. Morphologically it is a kind of an intermediate stage between a craterrow of the «Laki»-type and a stratovolcano of the Vesuvius type. When observed along the direction of the fissure, Hekla appears to be of the common conetype of a volcano, but seen at right angles to this direction it appears as a vaulted elongated ridge about 8 km in length (Fig. 1). This ridge is split lengthwise and during major eruptions the fissure opens and numerous craters are formed at varying intervals along its length.

Heklas foundation consists of volcanic and glacial tuffs and breccias and is built up in glacial time. The Hekla ridge proper on the other hand is postglacial and probably not more than 6000-7000 years old. The study of ashlayers in soil sections in the Hekla district reveals, that periods of high activity have alternated with periods of little activity or quiescence. These studies also reveal, that basic or intermediary ashlayers alternate with rhyolitic ones. It seems probable that after the longest intervals of quiescence the following periods of activity have begun with a highly explosive outburst.

During the first centuries after the settlement of Iceland (about 900 A. D.) Hekla was dormant, the first eruption regi-



stered occurring in the year 1104 A. D. Since then she has had at least 20 outbursts. Their violence and duration have varied a great deal, but in general the intervals have tended to increase during the later centuries. After the great eruption of 1766-1768 Hekla remained quiet for 77 years, i.e. until 1845. Last time she had been dormant for 102 years and some observers had come to believe that she was by now completely extinct. The geologists did not share that opinion, but a Hekla eruption at this time however came as a surprise also to them. There had been no signs at all pointing to new activity in the volcano, except perhaps that two years before, in April 1945, some slight earthquake shocks were felt in the vicinity. I am convinced that if the most experienced volcanologists had visited Hekla on the day before March 29th 1947 it would not have occurred to them, that the next morning there would on that spot be in full progress one of the greatest volcanic eruptions of the century. This, however, was the case.

Thanks to the clear weather the eruption could be observed from its very first beginning. On the farm Heidi 28 km southwest of Hekla (cf. map Fig. 4) the farmer ODDUR, an intelligent and reliable man, was up at 6<sup>30</sup> o'clock in the morning and walked east of the farmhouse in order to look to the mountain and judge from the clouds around its top whether a northerly wind was approaching. The mountain lay then covered with virgin snow to the peak and nothing unusual was to be seen. He then went to a haystack behind the farmhouse and filled one measure of hay for a cow. This work lasted about 2 minutes, and when he looked up again he noticed, that just on the north-eastern side of the highest peak of Hekla there had appeared a yellowish-brown clump, which had reached the height of 100-200 meters, but grew rapidly. This sight is confirmed by other eyewitnesses on other farms and from the reports it can be concluded with pretty good certainty (possible error  $\pm$  3 minutes) that the visible eruption started at 6<sup>41</sup> o' clock. About 20 minutes earlier people living closer to Hekla were awakened by volcanic tremor which was also growing in intensity. At 6<sup>51</sup> a.m. an earthquake shock was felt. Its intensity near the epicentrum at Hekla was VI Mercalli-Sieberg degrees, but it was felt 150 km away

and it thus seems to have had rather a deep focus. Shortly later the Hekla ridge was split lengthwise, forming a fissure, 5 km in length, which began belching forth lava along its entire length. Gigantic rocks and glowing stones were thrown high into the air, and ashladen columns of smoke and steam ascended towards the sky. In a short while the entire mountain was completely enveloped in a massive cloud of ashes and volcanic dust. People 300 km away were awakened by the roar of the explosions but about 60 km from the volcano there was a more quiet zone.

During the first hours of the eruption enormous masses of water rushed down the northwest slope of the volcano causing a flood in the river Ytri Rangá. At a distance of 15 km from the fissure the water was luke-warm. One of the problems still unsolved is whether the melting of glaciers and perennial snowfields on Heklas slopes can have accounted for the entire mass of the flood. Preliminary calculation indicate that some water was juvenile.

The view that presented itself to the inhabitants of Iceland's capital Reykjavík at 7 o'clock in the morning is recorded on the photograph (fig. 2) which was taken on the coast about 10 km southwest of Reykjavík and 120 km away from Hekla exactly at 7 a.m. It was taken by a simple box camera by a young seaman who was not at all used to photography but it is, as can be seen, quite a success. The picture proves, that the height of the ash-vapour column at 7 o'clock was 27 km or 90.000 feet. At this time the column was still rising, but before 7<sup>30</sup> o'clock it had already begun to lower rapidly and when the geologists arrived to the volcano in an aeroplane at about 11 a.m. the height had decreased down to about 10 km. This first flying expedition to Hekla will always to me remain unforgettable. The land lay resplendent in the sun and a fairly stiff northerly wind was blowing. We approached from a north easterly direction and the imposing spectacle grew ever more magnificent the closer we came to the mountain. The ash-laden vapour columns ascended to a height of 10 km, forming voluminous cauliflower clouds (fig. 3), whose upper domes shone brilliantly in the sun while the lower regions appeared in a bluish black colour. Glowing lava pieces were whirled high into the air and lightnings flashed through the ascending masses. Dark-greyish



mudstream or lahors wound their way down the slopes like gigantic worms and these were followed by other broader streams, which crept steaming towards the planes below; these were the lava streams.

As the wind was blowing from north the erupted pumice and ash were carried southwards the shortest way to the shore. During the two first hours of the eruption about 180 million cubic meters of ash, pumice, bombs and scoriæ were whirled from the fissure. The inhabited regions Fljótshlíð and Eyjafjöll were envelopped in complete darkness and covered by a pumice layer which in the Fljótshlíð, 30 km south of Hekla, was up to 10 cm thick. The map (Fig. 4) shows the distribution and thickness of this ashlayer. 7 km south of the volcano the thickness of the ashlayer was 50 cm. On the slopes of the volcano there were found bombs which measured up to 12 meters in length and east of Hlíðarendi (cf. map Fig. 4) there was found a « bread crust » bombfragment weighing 2 pounds, and the whole bomb must have had a diameter of about 40 cm. According to a report from the British trampship « Sacramento », which was located in the Atlantic 820 km south of Hekla, the ashfall there amounted to 30 tons per sq.km. Dust from Hekla was transported in the upper layers of the troposphere to Finland, where it began to fall about 40 hours after the eruption had begun. The ash that was thrown up during the first hour of the eruption was of greyish-brown colour, and the Silica content 62%, but the ash which was erupted during the next hour and ever since was brownish-black, being more basic (Silica content 57-58%) (cf. Table I). The authors studies of ash-layers in soil sections in the Hekla district reveal, that many of Heklas older ash-layers show the same differentiation with initial fall of more acid ash than that which fell later.

The main ashfall did not last more than about 2 hours. The initial phase of the eruption thus was of the Plinian type, changing soon to normal Vesuvian type.

At same time as we flew to Hekla other geologists travelled to the volcano in jeeps. From the aeroplane we could direct them via radio to the northeastern flanks of the volcano, where they arrived early in the afternoon. Later the same afternoon I

TABLE I

**Chemical analyses**

(Analysator: JÓHANN JAKOBSSON, Atvinnudeild Háskólans, Reykjavík)  
(State Research Institute)

	PUMICE AND ASH			LAVA	
	I	II	III	IV	V
SiO <sub>2</sub> . . . . .	61,88	57,71	57,30	55,41	54,25
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1 03	0,72	0,51	1,60	1,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,11	16,36	16,16	15,84	16,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,11	3,69	4,23	2,43	2,24
FeO. . . . .	6,47	6,45	6,46	9,10	10,05
MnO . . . . .	0,26	0,21	0,24	0,23	0,26
MgO . . . . .	1,76	2,57	2,89	2,82	3,39
CaO . . . . .	4,93	6,06	6,15	6,93	7,09
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4,21	4,26	4,41	3,84	3,41
K <sub>2</sub> O . . . . .	1,16	1,11	0,96	0,80	0,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,44	0,53	0,63	0,40	0,35
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	0,34	0,38	0,58	0,33	0,42
H <sub>2</sub> O- . . . . .	0,06	0,02	0,07	0,03	0,08
S :	100,76	100,07	100,59	99,76	100,37

- I. Pumice which fell at Árkvörn in Fljótshlíð, 30 km south of Hekla during the first hour of ashfall on March 29th 1947.
- II. Pumice which fell at Árkvörn 1-2 hours later than No. I.
- III. Ash taken on the rim of the Summit crater on September 2nd 1947.
- IV. Lava which flowed from the Lava crater in the beginning of July 1947.
- V. Lava which flowed from the Lava crater in April 1948.

myself with two assistants arrived to the volcano. By that time the fissure was already separated into many individual eruption points, which during the following days formed real craters, the most active ones being the crater at the summit and two on each shoulder of the ridge. The lava was now flowing primarily from both ends of the fissure lying in an altitude of about 830 meters above sealevel.

During the second and following days the activity decreased markedly especially in the northeastern part of the fissure, i. e. northeast of the Summit crater, where the lava ceased flowing on the sixth day and where the explosive activity also ended a few days later.

The progress of the eruption after the first intensive phase can best be described by giving separate accounts of the explosive and the effusive activity. While lava uninterruptedly flowed from the SW-most part of the fissure during 13 months the explosive activity of the vents was quite variable. During the second week of the eruption the explosive activity was mainly limited to the two craters which during the following months were the most active: The Summit crater (icelandic *Toppígur*) situated nearly at the same place as the old summit crater, and the Shoulder crater (*Axlargígur*) on the southwestern shoulder of the mountain ridge in about 1200 m height.

On April 13th the activity of these two great craters was greatly intensified and the detonations again became equally loud as on the first day and were audible to the remotest parts of the country. That activity continued until the 3rd of May. During this period the asfall was very slight, the material ejected consisting mainly of bombs and scoriæ, which gradually built up regularly shaped cones around the vents. In August the Shoulder cone, which was very regularly shaped, was 300 m in diameter at the top. The crater was then 105 m deep and the volume of the cone about 15 million cub. m. The Summit cone was then 180 m in diameter and 80 m deep. It had increased the height of the mountain from 1447 to 1503 m.

During the last week of April five explosive craters were active on the fissure between the Shoulder crater and the Lava

crater. On April 28th P. HANNESSON and I spent a whole sunny day on the southwestern flank of Hekla studying these craters, which sometimes erupted all at the same time, but sometimes one by one and each with its own individual characteristics. The colour of the eruptive columns was very variegated from a snowy white vapour to pitch black ashcharged columns and the same crater might at one moment emit pure steam and just afterwards a jet-black mass of ashes and dust. The Lava crater at the same time emitted greyish blue gases, which always seemed to be heavier than the gases from craters at higher levels and they sought down along the slopes although the others tended to rise.

The photo Fig. 7 was taken on April 30th, when HANNESSON and I managed to climb the ridge between the two main explosive craters. It shows the Shoulder crater immediately after an explosion and the smoke from the bursting of the bombs, some of which were more than 5 m in diameter, covers the entire cone of the crater. The bombs fell with a hissing sound which gave you an uneasy feeling when they fell close or behind ones back.

Fig. 8 shows a lava fountain from one of the small vents on the fissure. A few hours after the picture was taken a lava-stream began flowing over the crater rim and it flowed continuously during the next weeks.

Fig. 9 shows the Summit crater the same day. Its activity on the day in question was quite variable; sometimes it ejected huge pieces of molten lava with loud detonations but without any ashcolumn. A short while after it might puff out ashcharged cauliflower clouds almost without a sound.

On May 3rd, 5 weeks after the beginning of the eruption, the explosive activity of the craters changed character. In the main craters the loud explosions and whirling up of great lava pieces nearly ceased but instead they began puffing out almost continuously a black, fine grained ash, and they kept on in that fashion for the next two months. The ash fell during this period mostly over the districts north-west of Hekla, which had been spared on the first day of the outburst. Photo Fig. 12, snapped late in May, is typical for this phase. After a rather ashfree night the craters started early in the morning to blow up ash which

settled slowly down over the mountain sides and surroundings. The boundaries of the sector upon which the ashes were falling were often very sharply drawn. One might be sitting in sunshine while a few hundred yards away everything was nearly as black as night. The finegrained ash damaged the grass and sheep in the ash district were affected by a disease caused by the fluorine in the ash. The chief symptoms of this disease were severe damages of the teeth and abnormal outgrowths on the bones, especially at the joints. Fortunately this ash-phase ended towards the last of June and heavy rainfalls swept away much of the ash. About the middle of July the explosive activity in the Shoulder crater ceased completely, but in the Summit crater there were explosions at long intervals until the middle of September. During the autumn and winter small explosive craters now and then were active towards the lower end of the SW-fissure a short distance above the Lava crater. One of these craters was very active in October-November. Another small crater opened up on the 5th of March. Since the end of August 1947 there was hardly any ashfall.

It will be seen from what I have said that the explosive activity has varied a great deal. The lava on the other hand flowed incessantly, although the rate of the flow varied considerably. During the first day the lava was actually issuing from the whole length of the fissure and streaming down in every direction. The three following days it mainly flowed from both ends of the rift in about 830 m height, but after that almost exclusively from the abovementioned Lava crater below and a little to side of the SW-end of the fissure. There it continuously flowed until April 25th 1948, i. e. for nearly 13 months. During the first day the lava flow was on average more than 1000 cub.m/sec. About a week later it had decreased to less than 10 cub.m/sec. In June it increased again and reached a second maximum ( $> 50$  cub.m/sec.) which remained until the middle of July. There after it decreased continuously. The map Fig. 13 shows the extension of the lava flows. The area of the lava that flowed during the first week is about 18 sq. km and the volume is approximately 220 millions sub. m. The area of the greatest of these flows, the Mudafell flow, is 6 sq. km.



Photo Fig. 14 is shot at my first arrival to the Lava crater on the 10th day of the eruption. The chasm from which the lava emerges was formed by an explosion, probably on the night before March 30th. From this chasm the lava welled forth quietly, the rate of movement near the crater being 20 to 30 cm/sec. At the lava vent it was found by optical pyrometer measurements that the maximum temperature was 1020-1040 centigrades, which is nearly exactly the same as in the Parícutin vents. The lava which flowed during the first months also had a close physical resemblance to the Parícutin lava. The Silica content of the lava which belched forth from the summit region of the volcano during the initial phase of the eruption was 59.6%, thus nearly corresponding to the Silica content of the pumice which fell during the first hour of the ash-fall, but the lava which flowed from the ends of the fissure later on the first day and during the next following weeks had a Silica content of 57-58%. In May the acidity had begun to decrease a little. In the beginning of July its Silica content was 55.4% and in April 1948 54.3%. Like previous historical lava flows from Hekla the new lava flows are thus considerably more acid than normal Thulean basalts. The lava which flowed during the first months is a typical a-a lava or block lava. During the summer, the autumn and the first winter months the lava was more gaseous and much more fluid. Its rate of movement near the Lava crater was then up to 2-3 m/sec. or ten times as great as during the first months. The surface of this lava was mostly that of block lava too, but sometimes, especially in December and January, thin layers of typical ropy pahoe-hoe lava were superimposed over the rough a-a surfaces (Fig. 15).

The Lava crater was open most of the time and the lava poured forth from it in a broad stream, which sometimes flowed between high walls as shown in Fig. 16, taken in May when the walls were up to 12 m high and the lava river about 35 m wide. Sometimes it filled the channels completely and broke out new courses to either side. Now and then the crater was nearly or completely closed and the lava then flowed in a tunnel for 1-2 km and emerged again further down the slopes. As a rule the lava did not proceed in the same direction for more than 3-4



weeks at a time. The first day after changing its course the front would move forward up to 1000 m a day and it would then be about 2-4 m thick, but gradually the frontal advance became slower and the front higher and its height might become up to 15 m. When the lava had proceeded in the same direction for a few weeks it usually broke out of the old course a short distance from the crater and took up a new direction. The movement of the front then came to a stop. But afterwards the increased pressure from superimposed layers at higher levels often caused some lava to be squeezed out of the old edge like toothpaste from a tube. This lava usually became grooved on the surface.

Since, as has been said, the lava front never advanced in the same direction for more than about a month the longest lava flow is only 8 km in length. The total area covered by the new Hekla lava is 39 sq. km. (For comparison it may be mentioned that the area of the Hekla lava from 1845 is 25 sq. km and that of the lava from 1766-1768 about 60 sq. km). The area thus has been a little more than doubled since the first week of the eruption, but where fresh layers of lava have repeatedly been superimposed over older ones the thickness has been multiplied and its maximum thickness is now about 100 m.

From first having followed the valleys and depressions in the landscape the flow gradually filled up all such hollows and formed a continuous delta through which the lava river trickled in numerous branches. The total volume of the lava is now estimatedly 1000 millions cub. m or 1 cub. km, while the volume of clastic ejectamenta is about 220 mill. cub. m. The lava flow is the greatest one in Iceland since the Laki eruption in 1783 and it ranks among the greatest in the world in the present century.

On the 25th of April 1948 lava was for the last time seen glowing on Heklas slopes. Still however things happen in the mountain and in its vicinity. There is still an intense fumarolic activity in the two great craters and in the SW-part of the fissure. Now and then earthquake shocks occur, and in general there have occurred many earthquake shocks near Hekla since the beginning of the eruption, especially during the autumn of 1947. It is not unlikely that these moderate shocks have reduced

the danger of more destructive earthquakes as have sometimes accompanied eruptions from Mt. Hekla.

In July 1948 the farmers of Næfurholt, the farm next to Hekla, found 7 of their sheep dead in a depression 1.5 km from the nearest new lava flow. On the same place a fox and two sheep had been found dead a month before. The cause of the death of these animals proved to be the escape of air containing up to 40% of Carbon dioxide and a trace of Carbon monoxide. On calm nights the Carbon dioxide formed ponds, some over 2 m in depth, in the depressions, and animals which happened to enter those treacherous, invisible ponds were suffocated within half a minute. This escape of  $\text{CO}_2$ , which appears to have begun about the same time when the flow of lava ceased about the beginning of May 1948, was confirmed in several places, and the most distant outlets lie near to the farm Næfurholt about 3 km from the new lava. Where the  $\text{CO}_2$  emerged it had the same temperature as the ground water and it seems to be dissolved in this water under a high pressure and to go out of solution as the pressure is decreased. The escape of  $\text{CO}_2$  in the above mentioned depressions ceased in the autumn of 1948 but the water in the brooks which originate on Heklas slopes still contains dissolved  $\text{CO}_2$  and precipitates calcite ( $\text{CaCO}_3$ ) where it comes to the surface.

Although about 20 sheep have fallen pray to this invisible carbon dioxide death, others have been killed by the fluorine poisoning and a few farms have been abandoned because of the ashfall, this eruption has upon the whole done little harm to the Icelandic people, much less than could have been expected. In one way this eruption might even prove useful. During the latest decades Iceland has tended to be undeservedly forgotten insofar as volcanic investigations have been concerned, and not much has been written about Icelandic volcanoes in the international literature. If Hekla has by this latest eruption demonstrated to geologists what an Eldorado Iceland really is for investigations in this field I believe she has in doing so been of great service to the science of volcanology.

*Museum of Natural History, REYKJAVÍK*  
JUNE 1949.

ÞIGURDUR THORARINSSON - *The Eruption of Mt. Hekla 1947-1948.*



Fig. 1 - Mt. Hekla before the latest eruptions. Photograph taken from Thjórárdalur 12 km northwest of the volcano.

Photo : S. THORARINSSON, 1939.



SIGURDUR THORARINSSON - *The Eruption of Mt. Hekla 1947-1948.*



Fig. 2 - The Hekla eruption seen from Vatnleysuströnd on Reykjane, 120 km west of the volcano on March 29th 1947 at 7<sup>00</sup> o'clock. Height of column 27000 m.

Photo : S. THÓRÐARSSON.





SIGURDUR THORARINSSON - *The Eruption of Mt. Hekla 1947-1948.*



Fig. 3 - The eruption seen from an aeroplane northeast of the volcano on March 29<sup>th</sup> at 11<sup>30</sup> o'clock.

Photo: V. SIGURGEIRSSON.



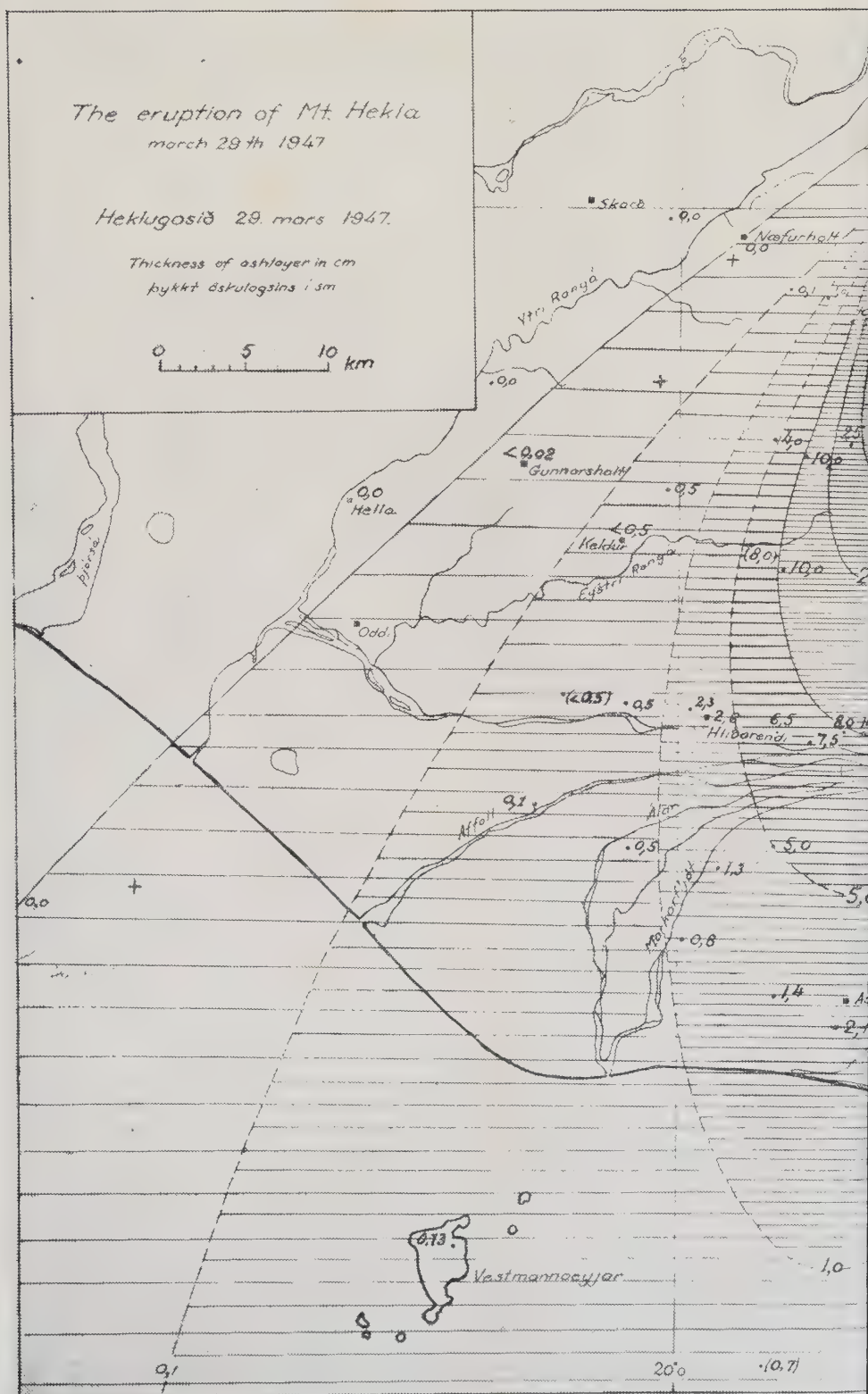
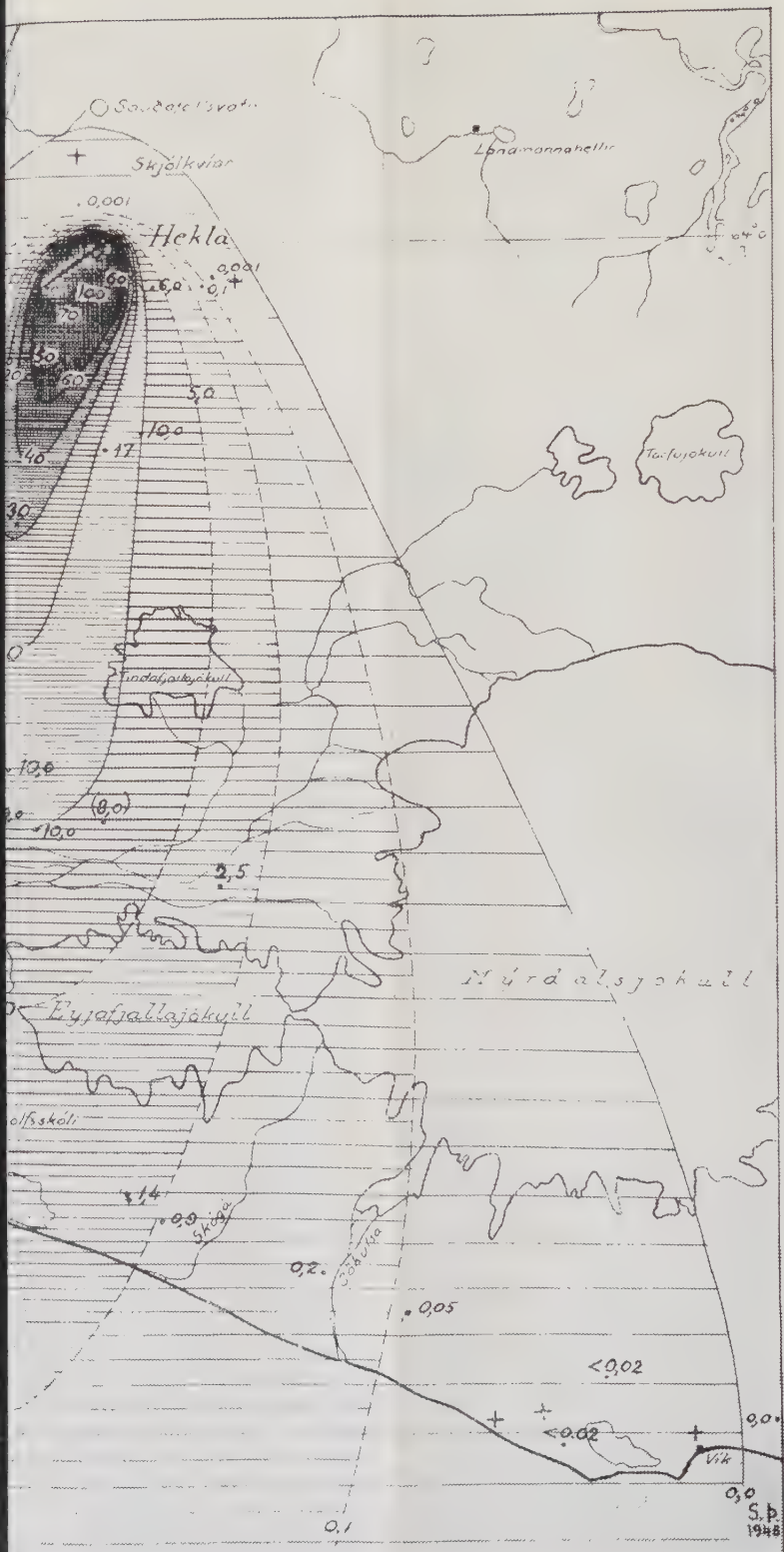


Fig. 4 — (Map) The distribution and thickness of



the ashfall on March 29<sup>th</sup> 1947.

SIGURDUR THORARINSSON - *The Eruption of Mt Hekla 1947-1948.*



Fig. 5 - Hekla by night with glowing lava flowing down her slopes.

Photo: Fr. Clausen, March 31st 1947.





SIGURDUR THORARINSSON - *The Eruption of Mt. Hekla 1947-1948.*



Fig. 6 - The southwestern part of the Hekla fissure on April 8th 1947.

Photo: Steinthór Sigurðsson.



SIGURDUR THORARINSSON, *The Eruption of Mt. Hekla 1947-1948.*



Fig. 8 - Lava fountain from a small crater on the southwestern flank of the Shoulder crater.

Photo by Thorarinnsson, April 24th, 1948.



SIGURDUR THORARINSSON *~ The Eruption of Mt. Hekla 1947-1948.*



Fig. 9 - The Summit crater seen from southwest.

Photo: S. THORARINSSON, April 30th 1947.





SIGURDUR THORARINSSON - *The Eruption of Mt. Hekla 1947-1948.*



Fig. 10 - The Summit crater seen from an aeroplane.

Photo : A. STEFÁNSSON, November 1948.



SIGURDUR THORARINSSON - *The Eruption of Mt. Hekla 1947-1948.*



Fig. 11 - The northeastern part of the Hekla fissure. On the entire fissure at least 18 craters are now discernible.

Photo: A. STEFANSSON, November 1948



SIGURDUR THORARINSSON ~ *The Eruption of Mt. Hekla 1947-1948.*



Fig. 12 - A typical view of Hekla during the ashfall period in May 1947.

Photo : S. THORARINSSON, May 24th 1947.





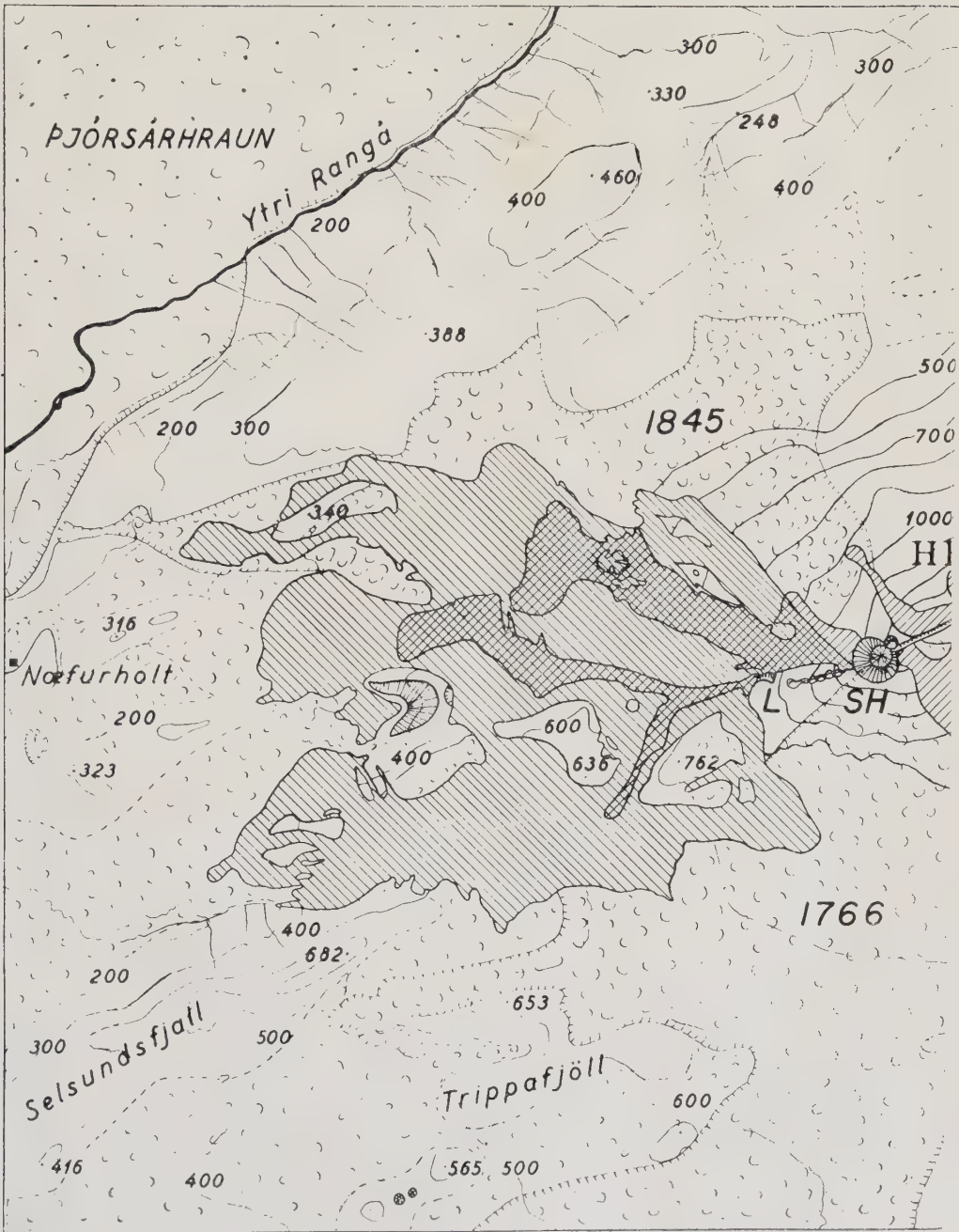
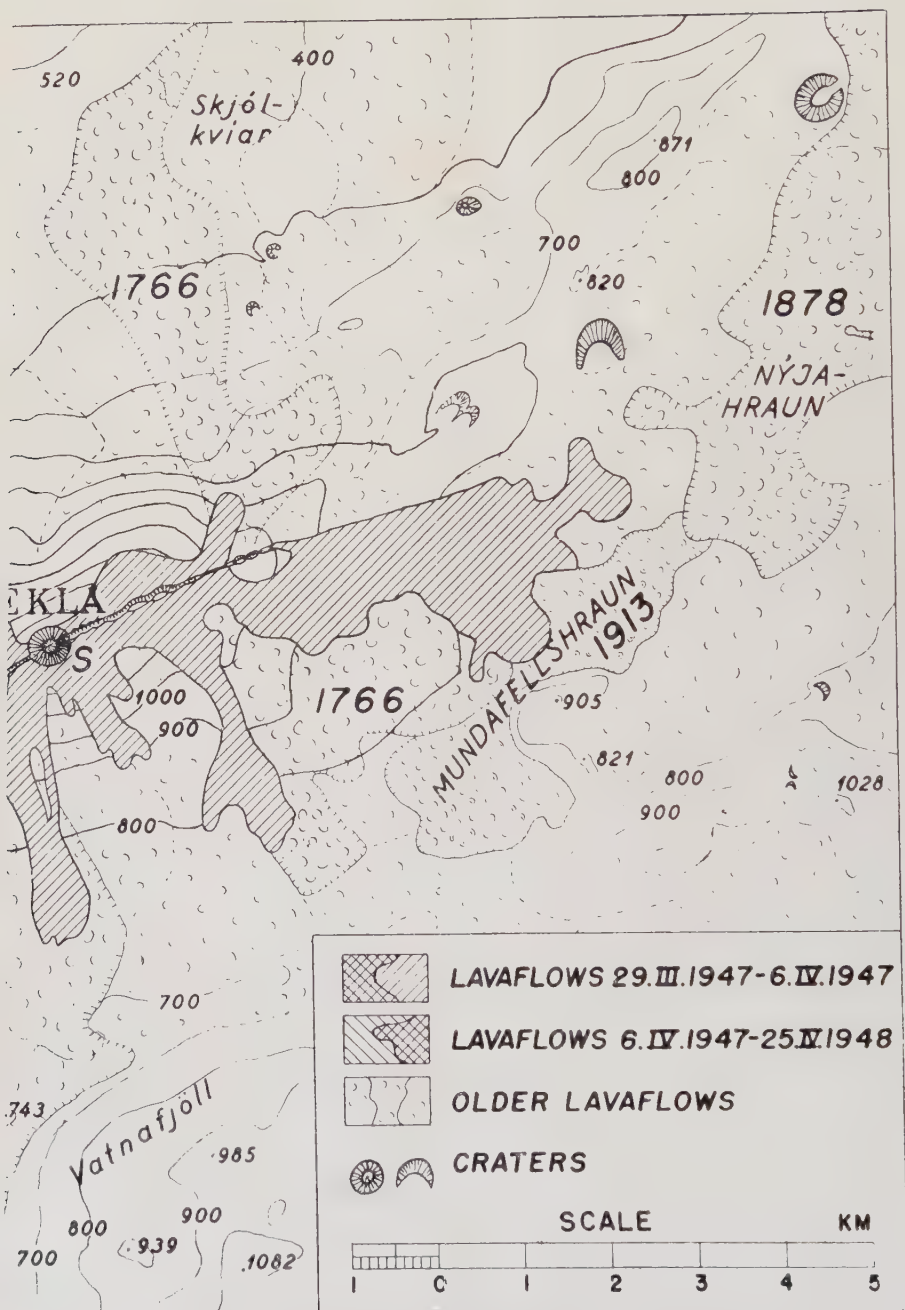


Fig. 13 - (Map) Lava flows from Hekla. Extension of new lava flows according to measurements of contour-lines 100 m. L: Lava crater; Sh: Shoulder crater; S: Summit crater.



available in June 1949. Extension of older lavas according to G. KJARTANSSON. Equidistance

SIGURDUR THORARINSSON, *The Eruption of Mt. Hekla 1947-1948.*



Fig. 14 - The Lava crater on April 7<sup>th</sup> 1947.

Photo : Steinthór SIGURDSSON.





SIGURDUR THORARINSSON—*The Eruption of Mt. Hekla 1947-1948.*



Fig. 13. — Ropy lava near the lava center.

Photo: S. THORARINSSON.





SGURDUR THORARINSSON : *The Eruption of Mt Hekla 1947-1948.*



Fig. 15 a - Ropy lava and lava « a budella » near the Lava cauldron.

Photo : S. THORARINSSON



SIGURDUR THORARINSSON - *The Eruption of Mt. Hekla 1947-1948.*



Fig. 16 - The lava river 1.5 km afar from the Lava crater The river is about 35 m broad and is flowing between precipitous walls about 12 m high.

Photo : S. THORARINSSON, May 23d 1947



SIGURDUR THORARINSSON - *The Eruption of Mt. Hekla 1947-1948.*



Fig. 17 - The lava flows from the Lava crater and the southwestern part of the fissure.

Photo : Steinthór Sætt Eðsson, October 1947





SIKURDUR THORARINSSON -- *The Eruption of Mt. Hekla 1947-1948.*

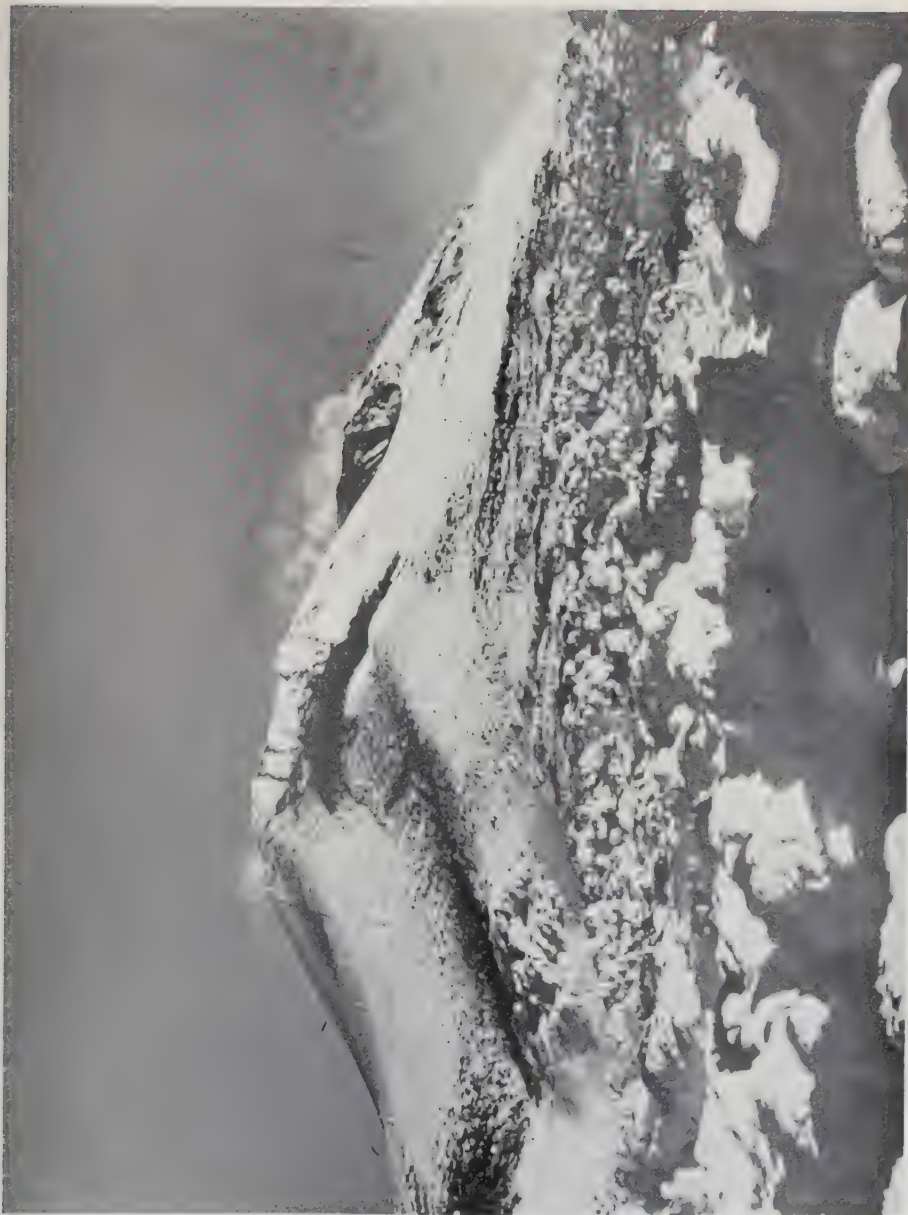


Fig. 18 - The Summit crater seen from the same place as in Fig. 9.

Photo : Á. STEFÁNSSON, November 1948.



J. A. DONS

---

## Compte - rendu de l'excursion géologique au " cauldron ,, de Bærum - 21 Août 1948.

(Avec 3 figs)

---

Il n'était pas prévu d'excursions géologiques pendant l'assemblée générale de l'Union Internationale de Géodésie et de Géophysique tenue à Oslo en 1948, mais un membre étranger ayant exprimé le désir de voir la bordure d'un « cauldron », une sortie dans l'après-midi du 21 Août fut tout de suite organisée. Malheureusement, Mrs. Chr. OFTEDAHL, et E. SÆTHER, cand. real., géologues qui ont plus spécialement étudié le « cauldron » de Bærum, le plus proche d'Oslo, étaient à Londres à ce moment; néanmoins, les guides de l'excursion, Prof. WERENSKIOLD et cand. mag. J. A. DONS, espèrent cependant que les 25 congressistes qui y ont participé, ont été intéressés par la géologie attachante, mais compliquée, de la région d'Oslo.

Des autobus ont amené les participants à Godthåb, station proche de la bordure du « cauldron » de Bærum. Le panorama sur la ville d'Oslo et ses environs, vu du refuge Knabberud, fait ressortir nettement l'architecture géologique de la région: une grande faille longe la péninsule de Nesodden, de direction NS et d'âge Permien, et sépare le Précambrien du SE d'Oslo des formations à l'Ouest de la ville, formées de sédiments Cambro-siluriens, de couches continentales et de roches éruptives du Permien. Cette faille forme la bordure Est du « graben » d'Oslo (voir Fig. 1). Le district Précambrien paraît presque plat, mais la topographie de détail montre une érosion glaciaire intense, qui a creusé des sillons dans les gneiss, les amphibolites, les leptites et les granites. La morphologie des nombreuses îles et presque îles du fjord d'Oslo, des collines et des vallées est dominée par la di-

rection du plissement Calédonien, les axes des plis dans les sédiments Cambro-siluriens étant orientés NNE-SSW. Le relief est compliqué par la présence de nombreux sills et dykes Permien qui s'entrecroisent dans cette partie. Seuls, les sédiments Downtoniens, formés de couches sableuses, ne sont que légèrement plissés par suite de leur composition et de leur situation stratigraphique.

La coupe de la falaise de Kolsås montre ensuite la succession suivante (voir Fig. 2):

- 1 — à la base, des sédiments sableux du Downtonien;
- 2 — au dessus, séparés par une discordance, des sédiments rouges, argileux et sableux de la base du Permien;
- 3 — puis un conglomérat à galets de quartz;
- 4 — parfois, des couches rouges gréseuses et argileuses à empreintes de *Walchia* et de *Cordaites*, et des tufs volcaniques surmontés d'un conglomérat de blocs volcaniques;
- 5 — au dessus, des laves basaltiques, 10-20 m. (reposant directement sur le conglomérat à galets de quartz, quand l'étage précédent fait défaut). D'autres coupes dans le voisinage de Kolsås indiquent que l'épanchement basaltique s'est produit durant la sédimentation Permienne, car des sédiments gréseux authentiquement Permien s'intercalent au milieu des coulées basaltiques;
- 6 — le sommet de la falaise de Kolsås est formé de Rhomb-porphyles (appelés  $RP_1$ ), les premiers d'une série de plus de 14 types différents, de même composition chimique que les *Larvikites*, roches profondes, fréquentes dans le bassin d'Oslo.

La base des Rhomb-porphyles  $RP_1$  fut examinée à Knabberud, où on peut voir les caractères typiques de la base d'une coulée de laves.

Au milieu des couches les plus élevées des Rhomb-porphyles, se trouvent encore des coulées de Basalte. L'épaisseur totale du recouvrement volcanique, Basaltes et Rhomb-porphyles, serait de l'ordre de 1000 m. à 3000 m.

Après Knabberud, on pénètre dans le « cauldron » en traversant le dyke en anneau qui l'entoure, et dont la composition est celle d'une Nordmarkite. Puis les premières couches reconstruites

à l'intérieur du « cauldron » sont les Rhomb-porphyrès  $RP_{11}$ , observation qui permet d'évaluer à 1000 m. - 2000 m. l'ordre de grandeur de la subsidence intérieure.

La carte (fig. 3) levée par Mr. Chr. OFTEDAHL et ses collègues montre la grande variété des roches formant le « cauldron » de Bærum; on y trouve les roches suivantes, citées d'après leur âge :

— des porphyres à grain fin, intrusifs dans les couches de lave et dont la composition chimique varie depuis les Akérites monzonitiques aux Akérites-syénitiques. — Ils sont associés à des brèches formées de débris de laves (une brèche de ce type fut rencontrée au cours de cette excursion);

— dans la phase suivante de l'activité intrusive des feuillets et des masses irrégulières de porphyres -felsitiques se sont formés, et peuvent passer graduellement à des brèches typiques.

Toutes ces roches se sont mises en place avant la subsidence du cauldron, ce qui est indiqué par le fait que le dyke en anneau coupe les intrusions, et que la région située au NW du cauldron se compose des mêmes roches (Akérites, porphyres akéritiques à syénitiques, porphyres felsitiques, brèches) qu'à l'intérieur du cauldron.

La subsidence s'est produite probablement au commencement de la période plutonique caractérisée par la mise en place de la Nordmarkite. Un batholite de Nordmarkite, d'âge un peu plus jeune que le dyke en anneau, coupe une partie du cauldron.

Dans la carrière de Stein, et dans les environs, les membres de l'excursion ont pu voir différents types de Basalte (à phénocristaux de pyroxène et d'olivine; à phénocristaux de plagioclases; et des Basaltes non porphyriques), injectés de dykes d'Akérite et de Diabases. La plupart de ces dykes sont plus âgés que la subsidence; il n'y a guère que les dykes de Quartz-porphyre, de Diabase et de Protérobasse, qui soient plus jeunes.

Dès 1916, SCHETELIG avait compris la nature du « cauldron » de Bærum, mais ce n'est que pendant ces dernières années, grâce aux études systématiques des Mrs. O. HOLTEDAHL, Chr. OFTEDAHL et E. SÆTHER, qu'on a pu en avoir une connaissance détaillée. Leurs recherches ont montré que dans la région d'Oslo, il existe



au moins 4 de ces « cauldrons », comme il est indiqué dans la figure 1.

Ces « cauldrons » montrent différentes étapes de l'activité intrusive, au dedans du bloc de laves éffondré, avant, pendant et après la subsidence. Quant à l'origine de ces « cauldrons », l'explication actuellement proposée est de les regarder comme un « Rückflüss-kalderen », provoqué par l'effondrement d'un bloc de laves cylindrique, à la suite d'une baisse de niveau du magna sous-jacent, prélude du cycle magmatique à Nordmarkite.

\* \* \*

Ces commentaires sur le « cauldron » de Bærum, ainsi que les cartes ci-jointes, sont publiés avec l'autorisation de Mr. Chr. OFTEDAHL, qui a entrepris l'étude systématique des cauldrons de la région d'Oslo.

*Universitetets Geologiske Institutt*

OSLO

23-9-48

## BIBLIOGRAPHIE

- SCHETELIG, J. — *Excursion géologique. Guide. De skandinaviske naturforskeres møte 1916.* Kristiania 1918. pp. 79-81.
- HOLTEDAHL, O. — *Studies on the Igneous Rock Complex of the Oslo Region I. Some Structural Features of the District near Oslo.* Skr. utg. av Det Norske Vid.-Akad. i Oslo I Mat.-Natv. K1. 1943 No. 2. pp. 1-79.
- SÆTHER, E. — *Studies on the Igneous Rock Complex of the Oslo Region II. The Southeastern Part of the Bærum-Sørkedal Cauldron.* Skr. utg. av Det Norske Vid.-Akad. i Oslo I Mat. Natv. K1. 1943 No. 6. pp. 1-60.
- OFTEDAHL, Chr. — *Studies on the Igneous Rock Complex of the Oslo Region VI. On Akerites, Felsites, and Rhomb Porphyries.* Skr. utg. av Det Norske Vid.-Akad. i Oslo I Mat.-Natv. K1. 1946 No. 1. pp. 1-51.
- SÆTHER, E. — *Studies on the Igneous Rock Complex of the Oslo Region VIII. The Dykes in the Cambro-Silurian lowland of Bærum.* Skr. utg. av Det Norske Vid.-Akad. i Oslo I Mat. Natv. K1. 1947 No. 3. pp. 1-60.



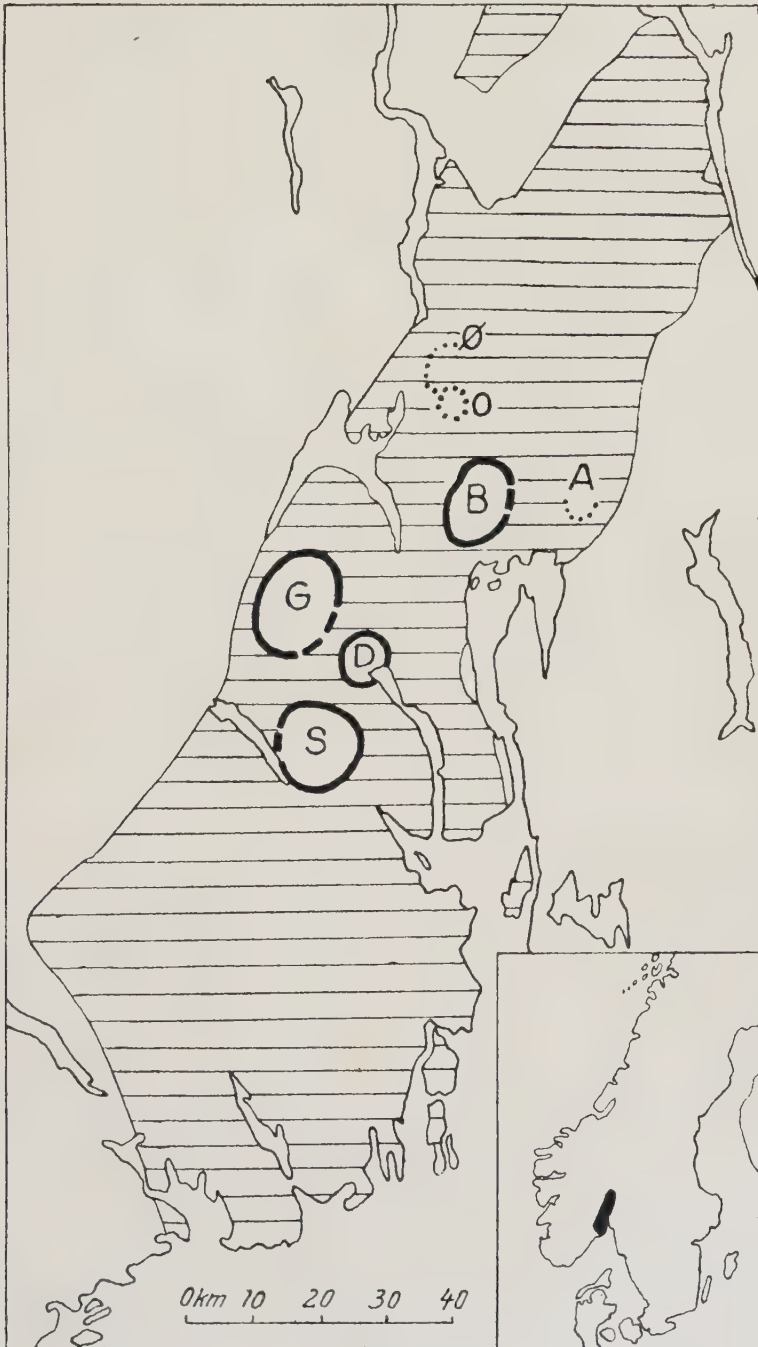


Fig. 1. - « Cauldrons » de la région d'Oslo.

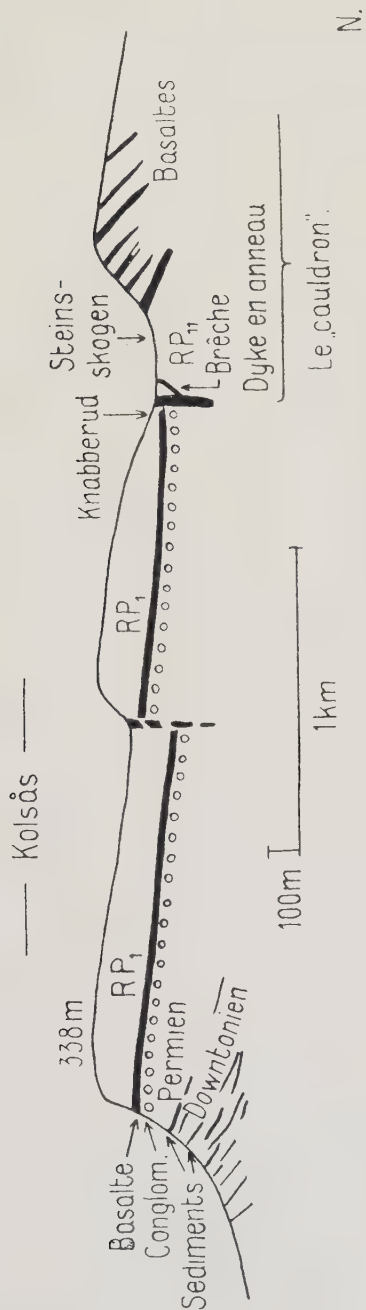
En blanc, districts Précambriens.

En hachures horizontales, roches sédimentaires et éruptives de la région d'Oslo.

En traits gras, cauldron de Bærum (B), Drammen (D), Glittervann (G), Sande (S).

En pointillés, cauldrons dont l'existence n'est pas certaine : Alnsjø (A), Oppkøven (O), Öyangen (Ö).





Coupe simplifiée de Kolsås.

Fig. 2.



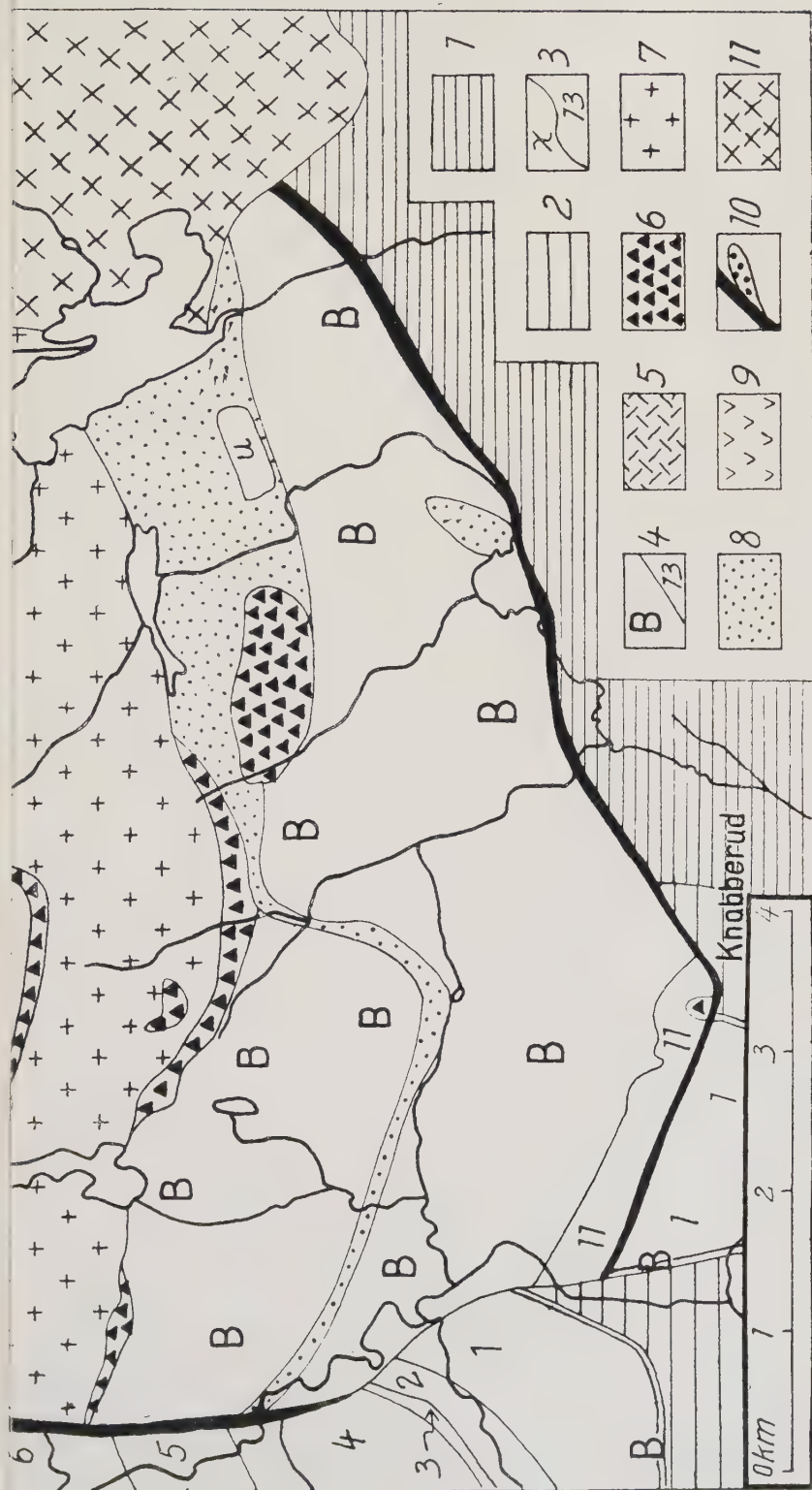


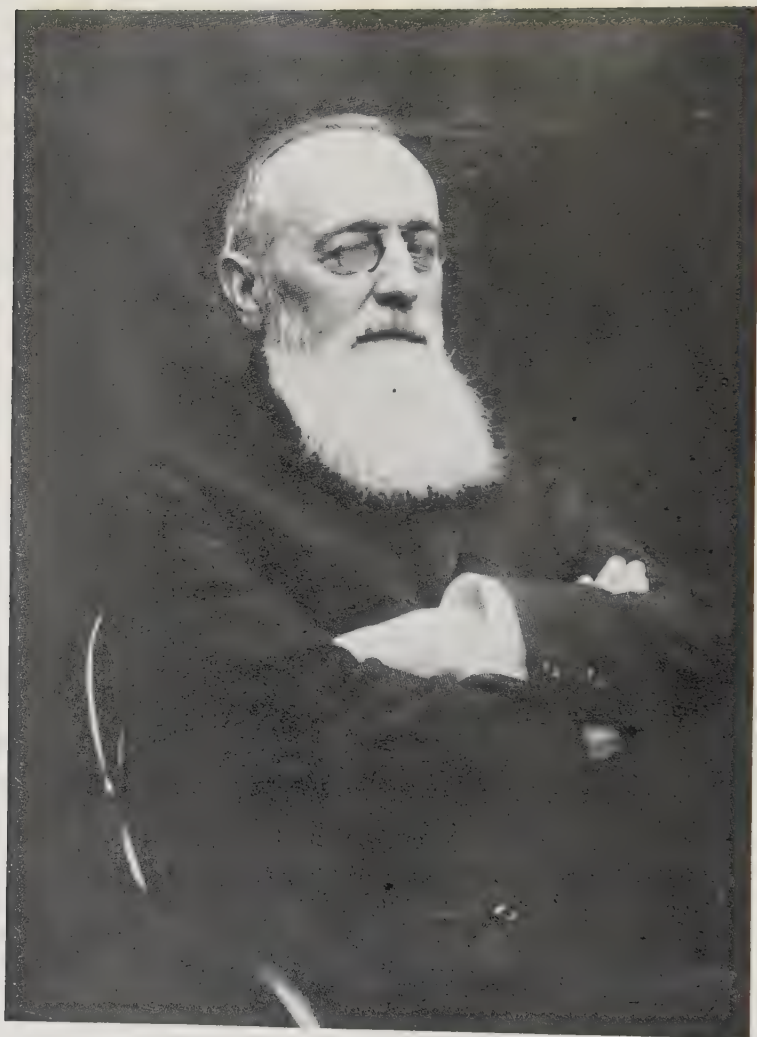
Fig. 3. - « Cauldron » de Bærum.

1: Sédiments du Silurien Supérieur (Gothlandien). — 2: Sédiments Downtonien et Permien. — 3: Laves (Rhomb-porphyrès). — 4: Basaltes. — 5: Larvikites et roches associées. — 6: Brèches. — 7: Porphyre-felsitique. — 8: Porphyre-felsitique, passant localement à des brèches. — 9: Akérites. — 10: Dyke en anneau (noir), avec apophyses dans le cauldron. — 11: Nordmarkite.









ALFRED LACROIX

## NÉCROLOGIES

---

### ALFRED LACROIX

(1863 - 1948 †)

*Professeur au Muséum d'Histoire Naturelle  
Secrétaire Perpétuel de l'Académie des Sciences*

par Madame E. JÉRÉMINE  
docteur es - sciences

et

ALBERT MICHEL - LÉVY  
Membre de l'Institut

S'il est une tribune où il apparaisse indiqué de rappeler le souvenir du grand minéralogiste, pétrographe et volcanologue de renom universel, Alfred LACROIX, c'est bien celle du Bulletin de Volcanologie.

Animé depuis sa plus tendre enfance d'une passion naturelle de collectionneur, il recherchait des minéraux dans les environs de Mâcon, sa ville natale. Son père l'envoya à Paris suivre les cours de la Faculté de Pharmacie, où il prit ses premiers diplômes, et où il recueillit cet enseignement de la chimie qu'il considéra toujours comme précieux dans ses travaux ultérieurs.

Apparu à la Société de Minéralogie dès son arrivée à Paris en 1883, et aussitôt remarqué par le Maître DES CLOIZEAUX, professeur au Muséum, il préféra une vie difficile, faite de privations et d'ardentes études dans la grande ville, plutôt que de retourner à Mâcon où la pharmacie paternelle lui offrait une large hospitalité. Il devint préparateur au Collège de France du chimiste et volcanologue Ferdinand FOUQUÉ. Il suivit avec enthousiasme les progrès de la pétrographie nouvelle, objet des travaux de FOUQUÉ et Auguste MICHEL-LÉVY qui apportaient à la détermination des roches toutes les précisions que l'on sait par l'emploi du microscope polarisant et de la plaque mince. Les premiers souvenirs de l'un de nous sur le grand Maître remontent à cette époque lointaine.

L'oeuvre de François-Antoine-Alfred LACROIX fut d'une ampleur exceptionnelle. Les notices nécrologiques parues en Fran-

ce et à l'étranger s'efforcent de la définir en des termes adéquats : immense, monumentale, incomparable, encyclopédique. L'une de ses publications, la *Minéralogie de la France*, est d'une importance inconnue jusqu'alors, et qui n'a d'équivalent dans aucun pays, ni dans aucune langue.

Les conclusions des savants qui évoquent sa mémoire sont qu'il est impossible de donner une image fidèle de son oeuvre qualifiée d'inépuisable par l'un d'eux. Ses collaborateurs et ses élèves retrouvent quotidiennement, soit dans les grands ouvrages, soit dans ses notes, des idées, des observations nouvelles.

Lui-même a caractérisé ses travaux scientifiques comme l'*histoire naturelle des minéraux* (1892). Il ajoutait plus tard (1903) qu'ils se rapportent à la Minéralogie, à la Géologie, et à la Physique du Globe.

Nommé en 1893 Professeur au Muséum, comme successeur de son Maître DES CLOIZEAUX, il mit avec passion toute son énergie, ses larges connaissances à l'augmentation et au perfectionnement des collections du Muséum, révisa, enrichit et classa les collections minéralogiques de la Grande Galerie, et créa au laboratoire une remarquable collection pétrographique. Il aimait à raconter qu'il avait trouvé en reprenant ses fonctions de Directeur du Laboratoire quantité de portoirs accumulés à terre avec des échantillons entassés en vrac. Durant 40 ans il transforma ce tas de pierre en un magnifique ensemble, unique au monde, où il a su réunir des types de presque toutes les roches éruptives et métamorphiques connues, grâce à ses nombreux voyages, à l'apport des explorateurs, des élèves et des amis et à ses larges relations internationales. Chaque fois qu'il rencontrait la description d'une roche nouvelle ou simplement l'indication d'un nouveau nom de roche, il réclamait l'envoi d'un échantillon, l'étudiait et l'incorporait dans sa collection.

La Galerie du Muséum lui doit encore un grand effort constructeur. Déjà du temps de A. DAUBRÉ (dès 1861) la collection des *météorites* du Muséum comptait parmi les plus riches du monde entier. Transférée quelques années après la mort de Stanislas MEUNIER (1920) du Service de Géologie au Service de Minéralogie, elle a été complètement réorganisée par notre Maître. Il l'a disposée méthodiquement, en adoptant une classification mo-

derne, et l'enrichit, soit grâce aux chutes nouvelles, particulièrement dans la France d'outre-mer, soit par des acquisitions d'échantillons de chutes anciennes. Il considérait qu'elle mérite pleinement le qualificatif de *nationale*. La part prise par lui-même dans sa constitution et son étude est énorme. Il a entrepris de réétudier la plupart des météorites françaises au point de vue minéralogique et chimique, fait refaire les anciennes analyses, fait tailler en plaques minces presque toutes les météorites qui se trouvaient dans la collection (environ 1800 plaques en tout).

C'est à partir de 1905 qu'il commença à publier ses propres descriptions (plus de 40 notes et mémoires). En 1927 paraît un guide des météorites françaises conservées au Muséum. C'est grâce à lui aussi que le Muséum possède une précieuse collection de *tektites*, exceptionnelle par le nombre d'échantillons, curieux verres d'origine céleste, trouvés en Indochine, en Australie, en Bohême, à la côte d'Ivoire (dénommés aussi billitonites, australites, moldavites, etc.) dont la composition chimique, partout identique, peut-être comparée à l'opposé des météorites - roches basiques aux *dacites* - roches quartziques.

Il avait l'intention de réunir dans un mémoire toutes ses observations et déterminations sur les météorites et les tectites.

Et c'est à feuilleter ce gros manuscrit, resté inachévé, qu'il passait les derniers jours de sa vie.

Universellement réputé comme minéralogiste éminent, A. LA-CROIX a pourtant consacré ses premiers ouvrages importants : *Les enclaves des roches volcaniques* (1893) et *Contributions à l'étude des gneiss à pyroxène et des roches à wernérite* (thèse de doctorat, 1889) ainsi qu'un opuscule de 88 pages auquel il attribuait personnellement une grande importance « *Étude sur le métamorphisme de contact des roches volcaniques* » (1894) à la pétrographie et particulièrement aux phénomènes de métamorphisme.

Il y a lieu de rappeler d'ailleurs la contribution considérable apportée par lui dans les grands efforts faits entre 1889 et 1898 pour la détermination précise des massifs de granite, d'ophite et de lherzolite, et de leurs phénomènes de contact, dans les Pyrénées. Il y fit de longs séjours, vivant dans les hauts sous la tente.

Appelé pourtant très tôt à collaborer avec l'un de ses mai-

tres, Auguste-MICHEL-LÉVY, à la publication de l'ouvrage « *Les minéraux des roches* » (1888) il dut s'occuper très activement et sans perte de temps de la partie « minéralogie descriptive ». Il fit alors un nombre considérable de mesures exactes et nous pouvons nous rendre compte en feuilletant les « *Tableaux des Minéraux des Roches* » (1889) que les auteurs des mesures cristallographiques et optiques sont, dans la plupart de cas, A. MICHEL-LÉVY et A. LACROIX.

Dès ce moment et jusqu'à 1893 « frappé du peu de faveur dont jouissent chez nous les études minéralogiques sur le terrain et les exploitations minières » (*Minéralogie de la France. Introduction*), il a « commencé à recueillir tous les documents pouvant intéresser la minéralogie de la France » (id<sup>e</sup>). Il en est résulté ce monument de connaissances recueillies dans un esprit très différent de celui que l'on trouve dans les traités habituels de minéralogie, publié sous le nom de « *La Minéralogie de la France et de ses Colonies* » (5 vol. de 1893 à 1913). Il visita, pour se documenter, la plupart des gisements connus, en découvrit de nouveaux, étudia des collections privées ou publiques, et fut ainsi amené à établir les comparaisons avec de nombreux gisements d'Europe, d'Amérique du Nord, etc. Les minéraux y sont revus macroscopiquement et microscopiquement en prenant en considération leurs conditions de cristallisation et de gisement et le rôle qu'ils jouent dans la constitution des roches, c'est-à-dire leur genèse. C'est le livre de chevet de chaque minéralogiste ou pétrographe français.

Un ouvrage non moins important, beaucoup plus pétrographique et géologique que le précédent est la « *Minéralogie de Madagascar* » (1922-1923). Un chapitre important et presque unique en son genre est consacré aux pegmatites où la nécessité de comparaison permet la révision des pegmatites de la France et du monde entier.

Un minéralogiste suisse (C. BURRI), dans un article dédié à la célébration des 80 ans de A. LACROIX, remarque que grâce à sa minutieuse exactitude scientifique, la « *Minéralogie de Madagascar* » nous fournit plus d'informations sur la minéralogie et la pétrographie de la grande île que l'on en possède sur certaines régions d'Europe.

A partir de ce moment A. LACROIX se montre préoccupé



des questions de classification rationnelle des roches. Tout en continuant des recherches et des études régionales, il concentre ses idées sur une grande oeuvre embrassant « *La Pétrographie* ». Elle est restée, hélas inachevée, la guerre a empêché le travail scientifique tranquille du Maître. Sur l'insistance de ses amis et élèves, il a publié en 1933 un petit fascicule « *Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine* » qui contient en introduction et en appendice les principes de sa classification chimico-minéralogique des roches éruptives.

Après avoir retracé ces quelques étapes, nous ne prétendons pas donner une révision complète de l'oeuvre de A. LACROIX. On trouvera à la fin de cette notice une liste sélective de la bibliographie, à peu près telle qu'elle a été donnée par le Professeur J. ORCEL, son successeur au Muséum, dans l'*American Mineralogist* (T. 34, 1949, p. 242-248). Mais nous désirons nous arrêter plus spécialement sur les études des phénomènes volcaniques, principalement des trois volcans actifs suivants: le Vésuve (1907), la Montagne Pelée (1908) et la Réunion (1936). N'a-t-il pas défini lui-même qu'il est « un homme dont le meilleur de la vie a été consacré au volcanisme sous toutes ses formes » (Discours présidentiel au Congrès des Soc. Sav. à Clermont-Ferrand, 1931).

Depuis la réorganisation de la salle de Pétrographie au 1<sup>e</sup> étage du 61 de la rue de Buffon, on vit presque chaque jour le grand Maître, avec sa figure majestueuse, penché sur son microscope Nachet, ayant à droite et à gauche des tiroirs d'échantillons, objets de ses études. Il avait aménagé cette pièce selon ses goûts, on pouvait voir sur le bureau un petit portrait de Catherine LACROIX, pâli par le temps, sur les murs une diorite orbiculaire de Corse, une grande feuille de phlogopite de Madagascar, des bombes volcaniques en croûte de pain de Santorin et de la Martinique, une bombe piriforme d'Auvergne, des stalactites et des stalagmites basaltiques provenant des grottes de lave de la Réunion, puis des photographies: portrait de son beau-père FOUQUET, étang de Lherz, Puy de Dôme, coulée de l'Etna et enfin une série de vues prises en partie par lui-même (souvent au péril de sa vie) de la catastrophe de St-Pierre: ville intacte, ville détruite, avec les murs dressés dans le sens du parcours des nuées

ardentes dévastatrices, ces nuées elles-mêmes descendant en volutes épaisses vers la mer, l'aiguille engendrant le futur dôme. Autant d'étapes de ses voyages et de ses études.

Il fut en effet désigné par le Ministre des Colonies pour une mission scientifique aux Antilles à la suite de la catastrophe du 8 mai 1902. Deux voyages en résultèrent, l'un immédiat du 23 juin au 1<sup>o</sup> août, l'autre du 1<sup>o</sup> octobre au 13 mars 1903. Pendant son second séjour il organisa un service d'observation du volcan qui fonctionne encore de nos jours à Fond-St-Denis. Ses principales observations apportent des données nouvelles sur la formation des dômes volcaniques et sur un phénomène décrit pour la première fois, celui des nuées ardentes.

Il ajoute aux trois types bien connus de dynamisme volcanique (établis par MERCALLI) hawaïen, strombolien, vulcanien, le type nouveau : péleén. Développant plus tard ses idées sur l'activité volcanique en général (1930, livre Jubilaire), il insiste sur ce fait que la forme de dynamisme d'un volcan est déterminée d'une part par sa composition chimique et d'autre part et même essentiellement par l'état physique de sa lave, sa viscosité ou sa fluidité plus ou moins grande. L'éruption de la Montagne Pelée est caractérisée par une accumulation de lave visqueuse au-dessous de la bouche de sortie, phénomène typique pour des laves acides (trachytes, dacites, rhyolites, phonolites). Les gaz ainsi protégés par une sorte de carapace recouverte par des blocs solidifiés ne peuvent s'échapper du magma que d'une façon violente, les éruptions sont dès lors explosives. La formation du dôme fut observée pour la première fois en 1866 à Santorin, où cet appareil reçut alors le nom de cumulo-volcan. Le dôme de la Montagne Pelée a été constitué par des blocs de roches en voie d'éboulement continu, il s'est élevé au milieu d'une ancienne caldeira et en a comblé la cavité.

La lave, dans un état très visqueux, poussée comme dans une filière, apparaissant rouge la nuit, a formé une dent aiguë atteignant à certains moments plus de 300 m. de haut, en continuelle destruction. A. LACROIX en a dessiné les aspects successifs qui sont reproduits dans son ouvrage.

Au sein de cette lave visqueuse sont apparus des phénomènes explosifs violents qui ont pris un caractère nouveau dans le vol-

canisme jusqu'alors connu: celui d'expansions non verticales mais tangentielles. Ainsi s'explique la notion apportée par LACROIX des *nuées ardentes*, projections formidables de gaz avec cendres et gros blocs portés à grande distance dans une direction déterminée, donnant l'impression d'un écoulement vers la mer accompagné d'un épanchement à grande hauteur (4.000 m.). Une telle nuée, malheureusement en direction de la ville de St-Pierre a été responsable de la destruction totale de la ville et de la mort de ses habitants. Telles ont été les observations d'un volcanologue. L'étude pétrographique a donné des résultats non moins importants. A. LACROIX a constaté en effet dans la pâte des roches recueillies au début de l'hiver 1902-1903 une silice excédentaire cristallisée sous forme de tridymite: celle-ci est encore plus abondante en janvier 1904, particulièrement dans les enclaves homogènes de la lave; tandis que les brèches rapportées de la profondeur contiennent de petits cristaux automorphes de quartz bien cristallisé. Ainsi la cristallisation du quartz lui apparut comme la dernière et comme résultant de l'action de la vapeur d'eau sous pression, abondante au coeur du dôme.

Nous avons souvenir de la satisfaction qu'il en ressentit lorsqu'en 1939 nous fîmes réagir un échantillon de dacite à tridymite provenant de la Montagne Pelée sous haute pression des vapeurs d'eau et qu'il observa avec nous une belle néogénèse de quartz bipyramidé (J. WYART & A. MICHEL-LÉVY, C. R. Acad. Sc. 1939).

Les laves de la Montagne Pelée ont une composition minéralogique à peu près identique présentant quelques variations: plagioclases, pyroxènes en gros ou en petits cristaux, pâte plus ou moins vitreuse, avec ou sans quartz.

Toutes ces roches ont pourtant sensiblement la même composition chimique. Ce sont donc des conditions différentes de cristallisation qui déterminent ces différences minéralogiques. A. LACROIX a dénommé ces roches ayant la même composition chimique, mais une composition minéralogique différente, roches *hétéromorphes* (C. R. t. 165, 1917). Celles de la Martinique qui ne contenaient de quartz qu'à l'état potentiel, non exprimé, définies par lui comme des « andésites » en 1904, ne sont que des formes hétéromorphes de dacites. Il a proposé de les désigner sous le

nom de *dacitoïdes*. Il y aurait par le même principe des phonolitoïdes, des basanitoïdes, des rhyolitoïdes, etc.

Dans un discours présidentiel de clôture au Congrès des Sociétés savantes à Clermont-Ferrand en 1931, A. LACROIX remarque que depuis 1902, dans diverses régions volcanisées, l'on s'est porté vers la recherche des types péléens. Il y a 5 dômes de ce type en Auvergne; il en a visité deux en d'autres régions: celui de Tarumai au Japon (1909) et celui de Galoenggoeng à Java. Ce dernier est exactement semblable au Sarcouy dans sa forme et ses dimensions.

Avec son humour habituel il voudrait modifier le nom du département du Puy-de-Dôme, en Puys-&-Dômes, un dôme différenciant considérablement d'un puy, étant un volcan sans cratère formé d'éboulis lentement accumulés.

En 1906, A. LACROIX est envoyé par le Ministère de l'Instruction publique en Italie pour observer le Vésuve, entré en violente éruption. Le volcan, resté depuis 1875 en activité incessante mais modérée, a donné, entre le 4 et le 8 avril de cette année 1906, d'importantes explosions, accompagnées de projections et de coulées qui ont anéanti une partie du bourg de Boscotrecase, et ont atteint les portes de Torre Annunziata.

Ce n'était pas son premier voyage en Italie. Jeune licencié, il y était venu en 1887, visiter Turin, Bologne, Pise, Florence, afin d'étudier surtout les riches collections minéralogiques. Un deuxième voyage dans le Sud de l'Italie en 1893 lui permit de vérifier sur place quelques observations et de compléter ses connaissances des enclaves pour la publication de son volume sur les enclaves des roches volcaniques.

Encore une fois il y retournait en 1905 lors du tremblement de terre de Messine, afin de comparer les effets des deux catastrophes qui ont amené l'une la destruction de St-Pierre, l'autre celle d'Herculanum et de Pompéi. Il arrive ainsi à la conclusion que les causes en furent très différentes.

Ses observations sur l'éruption du Vésuve en 1906 « cette fenêtre ouverte vers l'inconnu » (*Vésuve*, 1906, p. 5) ont une grande importance théorique. Elles ont contribué à faire connaître que la constitution pétrographique du massif Vésuve-Somma n'est pas aussi simple et monotone qu'on l'avait supposé jusqu'alors



(Voir H. WASHINGTON, venu au Vésuve la même année que A. LACROIX: « *The Roman comagmatic region* », 1906).

Il est exact que les laves des éruptions historiques et celles qui forment à la Somma des filons et des coulées sont des téphrites leucitiques ou des roches de composition voisine. Mais le vieux volcan contient en outre des produits projetés qui n'avaient jamais été étudiés. Ils sont fort complexes mais ont tous un air de famille. Ce sont des phonolites ponceuses ou microlitiques, des syénites à sodalite, des sanidinites à leucite, des microsyénites, des monzonites à leucite et olivine (sommaïtes de A. LACROIX). Il s'agit de roches structurellement et minéralogiquement différentes, mais identiques au point de vue chimique.

Parmi les idées fécondes résultant de son étude sur des blocs rejetés par les explosions vulcaniennes du Vésuve, il faut citer celle sur l'action pneumatolytique des minéralisateurs, qui peut s'exercer soit sur le magma neuf, soit sur n'importe quelle roche se trouvant sur le passage de ces minéralisateurs. Elle détermine alors de véritables phénomènes de contact exomorphe. Mais puisque les vieilles laves du Vésuve sont très analogues à celles de 1906, il s'agit dans ce cas d'une *autopneumatolyse*, notion devenue classique actuellement.

Au mois de mai 1908, A. LACROIX tente de se rendre au sommet de l'Etna. Malheureusement, à son arrivée tous les phénomènes explosifs et effusifs étaient terminés. Il dut se contenter d'étudier la distribution et la nature des fumerolles; il mit en évidence la présence du fluor dans les croûtes de salmiac. L'étude minéralogique et chimique de la lave de la coulée, celle, d'autre part, d'une scorie et d'une bombe, l'ont conduit à la conclusion qu'il s'agit bien d'un même type de roches: andésite labradorique augitique et péricdotique. Par contre les cendres des explosions vulcaniennes issues du cratère, identiques à la lave par leur composition minéralogique sont différentes par leur composition chimique: la perte au feu est plus élevée, elles contiennent 10 % environ de produits solubles (sulfate de chaux, chlorures alcalins). Ce fut la même constatation que celle faite au Vésuve.

C'est en 1911, en revenant de Madagascar qu'A. LACROIX fit un séjour d'un mois à l'île de la Réunion, cette Perle de l'Océan Indien. Ayant déjà acquis l'expérience des volcans: Vésu-

suve, Montagne Pelée, Soufrière de St-Vincent, Etna, Stromboli, Vulcano, Santorin, divers volcans éteints, il a voulu observer ce nouveau type de dynamisme volcanique, où le magma très fluide s'épanche tranquillement.

C'est en effet un volcan comparable à ce point de vue aux volcans d'Hawaï, il n'est ni bruyant ni dangereux. Il est vrai que dans les périodes de paroxysmes, sa lave descend en catacactes de 2500 m d'altitude vers la mer, mais elle reste endiguée entre les hauts remparts dans la région inhabitée.

En 1912, A. LACROIX a publié quelques notes sur la Réunion.

Ce n'est qu'en 1936 qu'il a apporté un développement mérité aux observations accumulées.

Il fit l'ascension du Piton de la Fournaise en 1911, au contraire de tous ceux qui l'ont précédé, en remontant les coulées, traversant le volcan de l'Est à l'Ouest. Accompagné par M.<sup>me</sup> LACROIX, par un colon, M. LEROUX, et par 22 porteurs, il revint par le sentier classique au bout d'une semaine. Des photographies rapportées et des souvenirs racontés par lui, il nous reste que l'ascension jusqu'au sommet de 2625 m. fut particulièrement pénible. Le cuir des chaussures, coupé et usé par les scories dut être recouvert de sacs en jute précairement ficelés. La soif se fit cruellement sentir, en l'absence d'eau.

Le renouveau d'activité du volcan en 1931 fut l'occasion d'envois de renseignements, de matériaux et de photographies fournis par M. JEAN, qu'il avait chargé d'observer le volcan. Nous ne pouvons entrer dans les détails de sa monographie. En voici les résultats principaux.

Les caractères dominants sont ceux du type hawaïen, avec cependant quelques effets à rattacher aux types stromboliens et vulcaniens. Les fontaines de lave, les ponces légères, les bombes et les bombelettes, les cheveux de Pélé sont caractéristiques du premier mode d'éruption. Ce sont les explosions du cratère central du Piton de la Fournaise qui ont marqué le début de ce renouveau d'activité; cependant le rôle principal a été joué par les épanchements partis des fentes latérales, avec projection de bombes piriformes et de scories. Après remplissage du cratère d'abondantes coulées se sont épanchées, formant des surfaces continues,



cordées ou en bourrelets, en boyaux ou en boudins. A une lave légère, creusée de larges et nombreuses bulles gazeuses, qui se brise sous la pression du doigt, il donne le nom nouveau « en échaudé ». A. LACROIX signale l'existence d'intumescences en forme de dômes, cônelets, puys secondaires, de tunnels de lave avec stalactites et stalagmites, de périmorphoses et d'eisomorphoses d'arbres brûlés, de fumerolles sulfureuses.

Plus tard avec sa ténacité bien connue et sa grande autorité, A. LACROIX obtint des Services des colonies la prise de photographies par avion du Piton de la Fournaise. Il se rendit alors compte des profondes transformations subies par le volcan depuis 1911. En effet les modifications silencieuses de la région du cratère entre 1927 et 1936 produisirent la disparition du cratère Dolomieu, d'une grande partie de l'enclos Velain, la formation de longues cassures plus ou moins rectilignes et l'apparition *par effondrement* d'un vaste cratère nouveau.

La partie la plus importante de cette monographie est certainement la lithologie. La description des roches est accompagnée de 72 analyses. Après avoir parlé des minéraux constitutants, il passe aux roches où il établit deux types : basaltes normaux à olivine et basaltes tellement riches en phénocristaux et microlites d'olivine qu'ils représentent un type spécial : l'océanite, mais qui n'est qu'un accident minéralogique dans la lave normale, y formant des trainées. L'étude des stalactites montre que malgré l'idée première qu'elles doivent être très vitreuses, il n'en est rien, leur cristallinité est très grande. La composition chimique de toutes les laves basaltiques est très homogène, il s'agit d'un basalte labradorique ( $\beta$ ). Les analyses des stalactites et des stalagmites ne se distinguent de ces basaltes que par une quantité plus grande de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et une teneur plus faible en  $\text{FeO}$ , résultant des actions pneumatolytiques. Pour expliquer la formation des océanites il fait intervenir la différenciation du magma par gravité.

Passant en revue les cônes internes et externes dans les falaises des remparts, il remarque que leurs basaltes diffèrent à peine de ceux du volcan actif ; il y trouve des ankaramites, des océanites et des nodules à olivine. Plus loin il s'intéresse principalement au Piton des Neiges, le plus ancien de l'île.

Ses laves les plus récentes sont des basaltes et des océanites

mais elles recouvrent d'autres roches parfois profondément altérées qui sont des andésites, des trachytes et des pantellérites. Enfin la découverte de roches grenues très variées, soit en blocs dans les brèches et les scories, soit en intrusions, sills ou dykes dans les agglomérats basaltiques lui a paru du plus haut intérêt. Ce sont des péridotites, une harrisite, des picrites, des gabbros, des dolérites, des monzonites, des akérites et des syénites alcalines quartzifères. Le gisement de ces roches principalement basiques montre qu'elles peuvent se produire très près de la surface, elles sont à peine hypabyssiques parce qu'elles se sont consolidées à l'intérieur de l'appareil volcanique lui-même; leur genèse peut ainsi être récente. A. LACROIX a trouvé des types grenus du même ordre dans plusieurs autres centres volcaniques: au Cantal, au Vésuve, à la Martinique, à St-Vincent, à Madagascar, aux îles Kerguelen.

A. LACROIX s'est intéressé aux îles volcaniques, particulièrement à celles de l'Océan Pacifique. C'est à Tahiti, sous la couverture basaltique récente qu'il a découvert des roches grenues et les a comparé aux phanérites du Piton des Neiges. Il a pu démontrer en outre que la notion de *faciès pacifique* de composition exclusivement calco-alcaline est inexacte, bien que les basaltes riches en péridot y prédominent. En 1902 il eut à sa disposition un échantillon de monzonite néphélinique provenant de Tahiti et plus tard il reçut des roches suivantes: syénites néphéliniques, théralites, péridotites (découvertes par MARSHALL mais déterminées par A. LACROIX comme wehrlites), phonolites, tinguaïtes et une roche riche en hauyne bleue qu'il désigna sous le nom de *tahitite*. Ces diverses roches forment un ensemble homogène de faciès atlantique bien que situé au centre du Pacifique. Par contre il a souligné la réalité d'un faciès circum-pacifique caractérisé par les andésites, les dacites et les *dacitoïdes*.

Nous voudrions parler très brièvement d'autres oeuvres de A. LACROIX qui ne concernent pas directement la volcanologie. Un tout petit archipel, celui de Los dans le golfe de Guinée a attiré tout spécialement l'attention du Maître. Constitué uniquement de syénites néphéliniques, il est la source de grandes joies pour un minéralogiste. Il s'y trouve des minéraux rares, fluorés, chlorés, zirconifères, titanifères, manganésifères (eudialyte, catapléite, ro-

senbuschite, etc.) et souvent des minéraux nouveaux, parmi ces derniers, la villiaumite, un fluorure de sodium, joue un grand rôle. Ce beau minéral, découvert et nommé par A. LACROIX, d'un rouge violacé, ne se rencontre que dans ce gisement; soluble dans l'eau un peu chaude, il s'est formé à basse température. La consolidation de ces syénites s'est effectuée en présence de puissants minéralisateurs, tels que le fluor et le chlore dans un milieu très riche en eau. L'analcime, la mésotype y sont des minéraux primaires, car ils englobent l'aégyrine, la néphéline, la sodalite et la fluorine. Ces roches sont en outre remarquables par leur richesse en faciès de variation allant du type des syénites néphéliniques très leucocrates jusqu'à la lujaïrite très riche en aégyrine.

En 1913, A. LACROIX a eu la possibilité de se rendre aux îles de Los et de traverser de part en part la Guinée. Les compositions atmosphériques des roches de ce pays ont arrêté son attention.

Dans un volume (Nouv. arch. du Muséum, 1913) sur « *Les latérites de la Guinée* », il a montré, d'accord avec des géologues de l'Inde, que les latérites représentent, parmi les produits de transformation de roches silico-alumineuses, un type spécial caractérisé par la richesse en hydrate d'alumine et de fer. Il a insisté sur la nécessité de prendre en considération non seulement la composition chimique mais aussi la composition minéralogique de ces roches. Le laboratoire de Pétrographie du Muséum possède une riche collection de latérites provenant surtout de la Guinée et de Madagascar.

On doit à A. LACROIX la détermination de nombreux minéraux et de nombreuses roches qui ont mérité des noms nouveaux: une cinquantaine pour les minéraux, environ 80 pour les roches. Le dernier minéral nouveau a été *seyrigite* (1940, un tungstomolybdate de Madagascar), la dernière roche, l'*ordosite* (1925, syénite mélanocrate à aégyrine, de l'Ordos, Chine Orientale).

Après ces données, combien brèves et incomplètes, sur l'œuvre de A. LACROIX, nous ne pouvons passer sous silence l'impression de grandeur qu'il a laissée dans le souvenir de ceux qui l'ont approché. Nous le verrons toujours avec sa belle prestance, sa noblesse de pensée, sa sévérité native, sa constante bienveillance, si souvent en compagnie de Catherine FOUQUÉ, la fille aînée de

son Maître qu'il épousa lorsqu'il avait 26 ans et qu'il eut avec lui dans tous ses lointains voyages. Dans l'hôtel de Ferdinand FOUQUÉ, rue Humboldt, devenue rue Jean-Dolent, où il vécut après la mort de ce dernier, on le trouvait toujours écrivant ou lisant à son bureau. Il avait constamment plusieurs sujets en cours de rédaction ou de préparation. Travailleur infatigable, il était exigeant pour ses élèves. Parfois il les chargeait d'un travail, ajoutant qu'il n'y avait rien d'urgent, et dès le lendemain, il demandait s'il avait été fait.

En outre des charges administratives qu'il prit de grand cœur dans son rôle de Secrétaire Perpétuel de l'Académie des Sciences, il en accepta beaucoup d'autres, telles que celle de la Présidence du Conseil de l'Institut Pasteur.

Au point de vue international, il développa, principalement après la première guerre, une grande activité pour la création des conseils scientifiques internationaux; c'est ainsi que nous lui devons dans ses efforts joints à ceux de Charles LALLEMAND, la création de l'Union Géodésique et Géophysique internationale, et plus particulièrement celle de l'Association internationale de Volcanologie, et l'installation de son bureau à Naples.

Il suivit avec un constant intérêt son activité et son développement. Les volcanologues du monde entier conserveront pieusement la mémoire de ce grand savant.

## BIBLIOGRAPHIE

(La bibliographie complète (1) contient 665 titres)

### A. - OUVRAGES

1. Les minéraux des roches (avec Aug. MICHEL-LÉVY) — 1 vol. Paris (1888), 334 p. 218 figs.
2. Tableaux des minéraux des roches (avec Aug. MICHEL-LÉVY) — 1 vol. Paris (1889), 40 p.
3. Les enclaves des roches volcaniques — 1 vol. Mâcon (1893), 770 p. 35 figs.

---

(1) Voir R. COURRIER, *Institut*, t. 36, 1948.

4. Minéralogie de la France et de ses Colonies, 5 vols. Paris  
vol. I, 1893-1895, 724 p.  
vol. II, 1896-1897, 804 p.  
vol. III, 1901, 400 p. et 1904, 416 p.  
vol. IV, 1910, 920 p.  
vol. V, 1913, 501 p.
5. La Montagne Pelée et ses éruptions, 1 vol. Paris (1904), 662 p.
6. La Montagne Pelée après ses éruptions avec observations sur les éruptions du Vésuve en 1879 et en 1906, — 1 vol. Paris (1908), 136 p.
7. Minéralogie de Madagascar, 3 vol. (Paris).  
vol. I, 1922, 624 p.  
vol. II, 1922, 694 p.  
vol. III, 1923, 450 p.
8. Déodat DOLOMIEU, Membre de l'Institut National (1750-1801), 2 vols. Paris (1921), vol. I, 225 p. vol. II, 322 p.
9. Le volcan actif de l'île de la Réunion et ses produits, 1 vol. Paris, Gauthier-Villars, (1936), 297 p.
10. Le volcan actif de l'île de la Réunion (supplément) et celui de la Grande Comore. — 1 vol. Paris (1938), 57 p.
11. Figures de Savants. — Reproduction parfois complète des notices historiques lues aux séances annuelles de l'Académie des Sciences avec addition de quelques autres notices.  
vol. I, Paris (1932), 325 p.  
vol. II, Paris (1932), 357 p.  
vol. III, Paris (1938), 220 p.  
vol. IV, Paris (1938), 259 p.
12. La vie et l'oeuvre de l'Abbé René-Just HAÜY. — *Bull. Soc. franç. Min.*, t. 67, 1944, p. 15-226.

#### B. - MÉMOIRES ET NOTES

13. Contribution à l'étude des gneiss à pyroxène et des roches à wernérite: Thèse, *Bull. Soc. fr. Min.*, 12 (1889), p. 83-364.
14. Sur la syénite éololithique de Montréal (Canada) et sur les modifications de contact endomorphes et exomorphes de cette roche: *C. R. Acad. Sc.*, 110 (1890), p. 1152.
15. Étude minéralogique de la lherzolite des Pyrénées et de ses phénomènes de contact: *Nouv. Arch. Museum.* 6 (1894), p. 209-308. 6 pl.



16. Étude sur le métamorphisme de contact des roches volcaniques : *Mém. Savants Étrangers*, 31 (1894), p. 1-88.
17. Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées : *Bull. Carte Geol. Fr.*, 6 (1895), No. 42, p. 307-446, 21 fig. 3 pl.
18. Le gypse de Paris et les minéraux qui l'accompagnent : *Nouv. Arch. Mus.* 9 (1897), p. 201-296, 9 pl.
19. Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact : *Bull. Carte Géol. Fr.*, t. 10 (1898), p. 241-306, et t. 11 (1900), 67 p.
20. Le gabbro du Pallet et ses modifications : *Bull. Carte Géol. Fr.*, 10 (1899), p. 341-395.
21. Les roches alcalines caractérisant la province pétrographique d'Am-pasindava (Madagascar) : *Nouv. Arch. Mus.*, (4<sup>o</sup> série) 1 (1902), p. 1-214, 10 pl., and 5 (1903), p. 171-254, 8 pl.
22. Étude minéralogique des produits silicatés de l'éruption du Vésuve : *Nouv. Arch. Mus.*, 9 (1907), p. 1-172, 10 pl.
23. Les syénites néphéliniques de l'archipel de Los et leurs minéraux : *Nouv. Arch. Mus.*, (5<sup>o</sup> série) 3 (1911), 132 p.
24. Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés : *Nouv. Arch. Mus.*, (5<sup>o</sup> série) 5 (1913), p. 255-358, 7 pl.
25. Sur quelques roches volcaniques mélanocrates des possessions françaises de l'Océan Indien et du Pacifique : *C. R. Acad. Sc.*, 163 (1916), p. 177-183.
26. La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie australe : *Proceedings of the Third Pan-Pacific Science Congress*, Tokyo (1927), p. 734-757.
27. L'eucrite de Béreba (Hte-Volta) et les météorites feldspathiques en général : *Arch. Mus.*, (6<sup>o</sup> série) 1 (1926), p. 15-58.
28. La constitution lithologique des volcans du Pacific Central Austral. : *C. R. Acad. Sc.*, 185 (1927) p. 425-428.
29. La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie australe : *Mém. Acad. Sc.*, 59 (1927), p. 1-82.
30. Les météorites tombées en France et dans ses colonies et conservées au Muséum d'Histoire Naturelle, avec remarques sur la classification des météorites : *Bull. Mus.*, 33 (1927), p. 411-455.
31. La composition minéralogique et chimique des roches éruptives et particulièrement des laves mésozoïques et plus récentes de la Chine orientale : *Bull. of Geological Society of China*, 7 (1928), p. 13-59.



32. La constitution minéralogique et chimique des laves intrapacifiques (Pacifique Central Austral): *Proceedings of Fourth Pacific Science Congress*, Java (1929), p. 941-950.
33. La jadéite de Birmanie; les roches qu'elle constitue ou qui l'accompagnent: *Bull. Soc. fr. Min.*, 53, 1930, p. 216-254.
34. Remarques sur les matériaux de projection des volcans et sur la genèse des roches pyroclastiques qu'ils constituent: *Livre jubilaire du Centenaire de la Soc. Géol. de Fr.*, 2 (1930), p. 431-472, 4 pl.
35. La minéralogie de la France d'Outre-Mer (départements algériens, colonies, protectorats) au Muséum national d'Hist. nat., *Bull. Mus.*, (2<sup>e</sup> série), 3 (1931), p. 1-137.
36. Les tectites de l'Indochine: *Arch. Mus.*, (6<sup>e</sup> série), 8, (1932), p. 139-236, 43 figs. 12 pl.
37. Contribution à la connaissance de la composition chimique et minéralogique des roches éruptives de l'Indochine: *Bull. du serv. Géol. de l'Indochine*, XX, fasc. III, (1933), p. 1-208. (*Classification et nomenclature des roches éruptives, parue en extrait de ce mémoire*).
38. Recent observations on the mineralogical and chemical constitution of the intrapacific lavas, South Central Pacific: *Fifth Pacific Sc. Congress, Victoria and Vancouver B. C., Canada* (1933), p. 2539-2542.
39. Volcanisme et lithologie (Tibesti): *Mém. Acad. Sc.*, 61, (1934), p. 169-366, 11 pl. 2 cartes.
40. Les tectites de l'Indochine et ses abords et celles de la Côte d'Ivoire: *Arch. Mus.*, (6<sup>e</sup> série), 12, (1935), p. 151-170.
41. Les gisements de phlogopite de Madagascar et les pyroxénites qui les renferment: *Annales géologiques du service des Mines de Madagascar, Tananarive*, Fasc. XI, (1941), p. 1-119, 12 pl. 11 figs.
42. Les glaucophanites de la Nouvelle-Calédonie et les roches qui les accompagnent, leur composition, leur genèse: *Mém. Ac. Sc.*, 65, No 3, (1941), p. 1-103, pl. I-IV.
43. Composition minéralogique et chimique des laves des volcans de l'Océan Pacifique: *Mém. Ac. Sc.*, 63, (1936-1939), parue en 1941, p. 1-98, 9 pl. 1 carte.
44. Nouvelles observations sur les fulgurites du Sahara: *Bull. du Serv. des Mines A.O.F., Dakar*, No. 6, (1942), p. 25-36, 7 pl.
45. Les péridotites de la Nouvelle Calédonie. Leurs serpentines et leurs gîtes de nickel et de cobalt. Les gabbros qui les accompagnent: *Mém. Acad. Sc.*, 66, (1943), p. 1-140, 13 pl. 1 carte.



## FRANK ALVORD PERRET

(1867 - 1943 †)

*« True it is Nature hides her treasures less and less. Man now presides in power where once he trembled in his weakness; Science advances with gigantic strides. »*

The death of Frank Alvord PERRET on January 12, 1943, brought to an end the career of one of the world's leading volcanologists. It was more or less by accident that Mr. PERRET entered this field of research, his early training and interest having been in the development of electrical instruments for industrial application. Well launched in commercial enterprises, PERRET, as the result of a severe illness, was compelled to take a complete rest. The necessity of this enforced idleness served, however, to bring him into a new world of men and thought which soon disclosed to him his life work and brought him international scientific reknown.

Frank PERRET was born on August 2, 1867, in Hartford, Connecticut. His formal schooling was accomplished in Brooklyn, New York, at the Brooklyn Polytechnic Institute where he trained for a career as a physicist. The Institute did not hold PERRET long, for even before he might have graduated he accepted a position with the Edison East Side Laboratory; and later, still in Brooklyn, he helped to organize the Elektron Manufacturing Company, a small firm which engaged in the development and manufacture of electrical equipment. While pursuing these industrial activities, he invented the PERRET electric motor, the production of which was subsequently carried on in his own manufacturing concern in Springfield, Massachusetts.

Mr. PERRET had been in Springfield but a short time when he suffered a serious illness; and, in an attempt to regain his health,

he went abroad. In Italy he made the acquaintance of Professor R. V. MATTEUCCI, Director of the Volcanological Laboratory of the Italian Government Observatory on Mount Vesuvius. The two men became great friends, and MATTEUCCI's influence doubtless fostered the development of PERRET's consuming interest in volcanism. In 1904 he became associated with Professor MATTEUCCI and his staff. Fortunately for the science of volcanism, PERRET was able to observe at close range the violent eruption of Mt. Vesuvius in 1906. During the following fifteen years he continued his detailed observations as the volcano declined in activity. In many respects, his monograph on Vesuvius is the most graphic and complete account ever published on any volcanic eruption and its aftermath.

Nature seemed to be in a period of unusual disturbance in these early years of the Twentieth Century and, as occasion arose, PERRET made other observations of volcanoes at Stromboli and Etna in Italy, at Messina in Sicily, at Teneriffe in the Canary Islands, at Kilauea in the Hawaiian Islands (where he directed the Hawaiian Expedition of the Massachusetts Institute of Technology), and at Sakurashima in Japan. Finally, in 1930, he established himself in Martinique where he devoted his investigations to the volcano Mt. Pelée, giving attention also to other volcanic regions in the West Indies, particularly Montserrat. He carried on his researches in Martinique until the beginning of World War II, at which time he returned to the United States.

Mr. PERRET's volcanological investigations began to attract attention as early as 1915. Dr. Arthur L. DAY, Director of the Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington, became interested in PERRET's observations in connection with that Laboratory's newly inaugurated program in volcanism. From that time until his demise, PERRET was closely associated with the Geophysical Laboratory—so closely indeed that he often referred to himself as a member of the regular staff. This was very near the fact, for PERRET was officially connected with the Carnegie Institution as a Research Associate on various occasions, the appointments being for the purpose of giving him encouragement by

aiding him financially, by arranging for his publications, and by facilitating cooperation with other investigators.

The scientific contributions of Mr. PERRET are unique in that no other volcanologist had the time and opportunity to make so thorough and varied observations on so many types of active volcanoes. He was a daring and sagacious researcher, indefatigable in his quest for information. He was a proficient and discerning photographer, and his publications are freely illustrated with unusually fine pictorial records. He was adept in ferreting out better ways to achieve results. As one method of analyzing the stages of an eruption, PERRET « listened » to the internal disturbance of the volcanic structure through a microphone, adapted for the purpose, which was buried in the ground at a strategic spot as near as possible to the active center. The ear pieces of this device were kept at a convenient place, often the observing station on the mountain side from which PERRET worked. He expected to detect changes in the mass of the dome through this method, the variations in the pitch being the keynote to the state of unrest. A detailed discussion of the type of information he obtained is given in his monograph on Pelée. PERRET considered the apparatus to be quite successful. Other volcanologists have used it with varying degrees of success.

In all his years of investigation, Mr. PERRET worked mostly alone. Except for the brief period of his association with the Italian Government Observatory, he was never on a regular salary basis with any organization. The lack of funds was always a handicap to his activities, and he was forced to practice great economy in his scientific equipment. Indispensable as his camera was to him, he once sold it to help finance one of his trips to Vesuvius. At various times he received financial aid from friends, other interested persons, and from organizations such as the Carnegie Institution of Washington.

It was always difficult for PERRET to settle into relative inactivity long enough to write up his observations; but his list of publications, although not extensive, represents scientific contributions of unusual value. His writings were vivid and distinctive, and they have been enthusiastically praised for their literary qua-



lity. His monographs on Vesuvius and Pelée, especially, are considered to be masterpieces of exposition.

Mr. PERRET was admired not only for his scientific ability, but also for his kindness. During the first World War he was still engaged in the study of Mt. Vesuvius. Despite his continual poor health, he selflessly joined the Red Cross organization and devoted his efforts towards the welfare of the war-stricken Italians. Later he endeared himself to the Martiniquians. The people of St. Pierre were always uneasily aware of the unpredictable threat of Mt. Pelée. In an effort to offer them a little understanding of the volcano, PERRET established the Volcanological Museum in St. Pierre and assured its continuance by interesting several important Americans who assisted financially.

Shortly after Pelée began new eruptive activity in 1929, PERRET arrived in Martinique. In their panic the citizens of St. Pierre and its vicinity were moving to safer distances from the volcano. After only brief observations PERRET felt able to assure them—and was later borne out in fact—that during that eruptive cycle they need have no fear of a catastrophe such as the one in 1902, which had destroyed the town and wiped out its entire population with the exception of a single prisoner confined in a dungeon. A few years later at Montserrat a similar interpretation of data again proved to be correct, further enhancing PERRET'S reputation as a forecaster. In truth, he was accorded an almost idolatrous regard. PERRET was deeply touched by this. He once wrote, « Wherever I go, even meeting people who do not know who I am, if I say I am Monsieur PERRET, it is wonderful to see how they show that they want to do everything possible. » About a year after his death, St. Pierre paid her last respects to Mr. PERRET by holding a public demonstration and unveiling a bust of him. He would have been pleased to learn that St. Pierre claimed him as « Honorary Citizen. » France herself had shown her esteem by making him a Knight of the Legion of Honor; and, previously, Italy had recognized his eminence by making him a Knight of the Italian Crown.

Frank PERRET returned to the United States in 1940, again seriously ill. Yet he could not be persuaded to retire. He began to



select for publication the remaining most important data in his notebooks. His death intervened, and so his last task was put in final form by other investigators. This work, a monograph entitled « Volcanological Observations, » now in its last stages of publication, will soon be issued by the Carnegie Institution of Washington.

MILDRED GIBLIN  
*Geophysical Laboratory*  
*Carnegie Institution of Washington*

## BIBLIOGRAPHY

The following is a list of most of the publications of Frank A. PERRET.

### MONOGRAPHS

- The Vesuvius Eruption of 1906.* Carnegie Institution of Washington Publication No. 339. Washington, D. C. (1924).  
*The Eruption of Mt. Pelée 1929-1932.* Carnegie Institution of Washington Publication No. 458. Washington, D. C. (1935).  
*Volcano-Seismic Crisis at Montserrat, 1933-1937.* Carnegie Institution of Washington Publication No. 512. Washington, D. C. (1939).  
*Volcanological Observations.* Carnegie Institution of Washington Publication No. 549. Washington, D. C. (1950).

### OTHER SCIENTIFIC PAPERS

- Notes on the Eruption of Stromboli, April, May, June 1907.* Science Bull., Brooklyn Inst. Arts and Sciences, 1, No. 11 (1907).  
*Some Conditions Affecting Volcanic Eruptions.* Science, (August 1908).  
*Preliminary Report on the Messina Earthquake of December 28, 1908.* Am. J. Sci., 27, 321-334 (1909).  
*Vesuvius: Characteristics and Phenomena of the Present Repose-Period.* Am. J. Sci., 28, 413-430 (1909).  
[*Notes on Kilauea*] Six illustrated weekly reports. Pacific Commercial Advertiser, Honolulu. August 17 — September 22, 1911.  
[*Notes on Kilauea*] Republished without illustrations: Thurmon's Hawaiian Annual for 1911.  
*The Flashing Arcs: A Volcanic Phenomenon.* Am. J. Sci., 34, 329-333 (1912).  
*Volcanic Vortex Rings and the Direct Conversion of Lava into Ash.* Am. J. Sci., 34, 405-413 (1912).

- [Notes on Kilauea] Republished without illustrations : First Report of the Hawaiian Volcano Observatory, Boston (Jan-Mar 1912).
- The Lava Fountains of Kilauea.* Am. J. Sci., 35, 139-148 (1913).
- The Floating Islands of Halemaumau.* Am. J. Sci., 35, 273-282 (1913).
- The Circulatory System in the Halemaumau Lava Lake During the Summer of 1911.* Am. J. Sci, 35, 337-349 (1913).
- Subsidence Phenomena at Kilauea in the Summer of 1911.* Am. J. Sci., 35 469-473 (1913).
- Some Kilauean Ejectamenta.* Am. J. Sci., 35, 611-618 (1913).
- Some Kilauean Formations.* Am. J. Sci., 36, 151-159 (1913).
- A Method of Increasing and Controlling the Period in Vertical Motion Seismographs.* Am. J. Sci., 36, 297-300 (1913).
- Volcanic Research at Kilauea in the Summer of 1911*, with a Report by Dr. Albert BRUN on the Material Taken from « Old Faithful » Am. J. Sci., 36, 475-488 (1913).
- The Ascent of Lava.* Am. J. Sci., 36, 605-608 (1913).
- Reports on the Recent Great Eruption of the Volcano Stromboli.* Smithsonian Institution Report (for 1912), 285-289 (1913).
- The Volcanic Eruption at Teneriffe in the Autumn of 1909.* Zeits. für Vulkanologie, 1, 20-31 (1914).
- Sakurashima, Rapporto Preliminare per l'Istituto Vulcanologico sulla Grande Eruzione del Vulcano Sakurashima, Gennaio, Febbraio, Marzo, Aprile, 1914.* Zeits, für Vulkanologie, 1, 133-150 (1914.)
- The Diagrammatic Representation of Volcanic Phenomena.* Am. J. Sci., 37, 48-56 (1914).
- Analisi della Cenere di Sakurashima raccolta a Kurokami.* Zeits. für Vulkanologie, 2, 90 (1915-1916).
- The Lava Eruption of Stromboli, Summer-Autumn, 1915.* Am. J. Sci., 42, 443-463 (1916).
- Le Nouveau Dôme de la Montagne Pelée.* Compt. Rend. Acad. Sci., Paris, 193, 1342-1344 (1931).
- Le Dôme Récent de la Montagne Pelée.* Compt Rend. Acad. Sci., Paris, 193, 1439-1442 (1932).
- An Experimental « Seismeter. »* Am. J. Sci., 34, 469-474 (1937).

## SOMMAIRE

---

G. C. GEORCALAS: <i>Beiträge zur Kenntnis einiger jungtertiärer Eruptivgesteine der Insel Imbros (Mit 6 Textfiguren und 7 Abbildungen in 5 Tafeln)</i> . . . . .	pag. 1
TAKESHI MINAKAMI: <i>Report on the Volcanic Activities in Japan during 1939-1947 (With 17 figures)</i> . . . . .	» 45
——— <i>On Explosive Activities of Andesitic Volcanoes and Their Forerunning Phenomena (With 21 figures)</i> . . . . .	» 59
MAXIMINO SAN MIGUEL DE LA CAMARA: <i>Volcanes y erupciones volcánicas de España estudiados y descritos en estos últimos años</i> . . . . .	» 89
ANTONIO SCHERILLO: <i>Le ricerche petrografiche sui prodotti attuali del Vesuvio compiute nell'Istituto di Mineralogia dell'Università di Napoli</i> . . . . .	» 117
ALBERT GILLIARD: <i>Rapport présenté à la huitième Assemblée Générale de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale - Oslo 1948</i> . . . . .	» 125
YOSHIO KATO, RIKU SHOJI: <i>Prospecting of the Underground Structure of the New Volcano « Showashinzan » by the seismic Method (With 1 Plate)</i> . . . . .	» 129
E. JÉRÉMINE ET G. LUCAS: <i>Note sur quelques roches volcaniques de la Région d'Oujda (Maroc Oriental) (Avec 2 cartes et 1 planche)</i> . . . . .	» 131
A. SANDREA: <i>Étude sur quelques laves de l'île Maurice (Avec 2 planches)</i> . . . . .	» 147
SIGURDUR THORARINSSON: <i>The Eruption of Mt. Hekla 1947-1948 (With 18 Figures)</i> . . . . .	» 157
J. A. DONS: <i>Compte-rendu de l'excursion géologique au « cauldron » de Baerum - 21 Août 1948 (Avec 3 figs)</i> . . . . .	» 169
NÉCROLOGIES:	
<i>Alfred Lacroix</i> . . . . .	» 173
<i>Frank Alvord Perret</i> . . . . .	» 191







